ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 57

«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

USSR ACADEMY OF SCIENCES

COMMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY

BULLETIN
OF COMMISSION
FOR STUDY
OF THE QUATERNARY

N 57

Editors-in-chief:

G.I. GORETSKY,
I.K. IVANOVA

MOSCOW
"NAUKA"
1988

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57

Ответственные редакторы:
академик АН БССР Г.И. ГОРЕЦКИЙ,
кандидат геолого-минералогических наук
И.К. ИВАНОВА

МОСКВА
"НАУКА"
1988

УДК 551.79

В очередном номере содержатся новейшие материалы по комплексному изучению четвертичного периода, полученные в результате исследований в последние годы. Основное внимание уделяется вопросам стратиграфии континентальных и морских отложений, палеогеографии, литологии, палеонтологии. Рассматриваются вопросы радиоизотопного датирования четвертичных отложений, проблемы истории ископаемого человека и связи его с окружающей средой.

Редакционная коллегия:
М.Н. АЛЕКСЕЕВ, А.А. ВЕЛИЧКО, Г.И. ГОРЕЦКИЙ, В.П. ГРИЧУК,
И.К. ИВАНОВА, Н.И. КРИГЕР, К.В. НИКИФОРОВА, Е.В. ШАНЦЕР, С.М. ШИК

Рецензенты: Ю.М. ВАСИЛЬЕВ, К.В. НИКИФОРОВА

The present issue contains the latest materials on the integrated studies of the Quaternary period obtained as a result of the research in the recent years. The emphasis is made on the questions of the stratigraphy of continental and marine sequences, paleogeography, lithology and paleontology. Discussed are problems of radio-isotope dating of Quaternary deposits, as well as problems of the history of the fossil man and its relationship with the environment.

Editorial board:
M.N. ALEKSEEV, A.A. VELICHKO, G.I. GORETSKY, V.P. GRICHUK,
I.K. IVANOVA, N.I. KRIGER, K.V. NIKIFOROVA, Y.V. SHANTSER, S.M. SHIK

Reviewers: Y.M. VASILIYEV, K.V. NIKIFOROVA

Б $\frac{1904010000\text{-}164}{042(02)\text{-}88}$ 191-88—II

ISBN 5-02-003347-2

© Издательство «Наука», 1988

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551.79:552.5(4)

В.И. КОНОПЛЕВА, В.Э. МУРЗАЕВА, А.М. СОКОЛЬСКИЙ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЕВРОПЫ И ИХ ЗОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Территория Европы отличается большим разнообразием четвертичных отложений, что обусловливается неоднородностью ее структуры, климатической зональностью и своеобразием палеогеографического развития. Именно палеогеографическая специфика региона, почти наполовину покрывавшегося плейстоценовым ледниковым щитом, определила тип осадконакопления, генезис отложений, их состав и распределение мощностей. Зональный характер четвертичного покрова в Европе, связанный с распространением оледенения, установлен еще работами А.П. Павлова; дальнейшее развитие это положение получило в трудах А.Н. Мазаровича, К.К. Маркова, Г.И. Лазукова и др.

На основе этих работ и новых данных, полученных в последние годы по геологии четвертичных отложений Европы, территория континента может быть разделена на зоны и области. Как показано на рис. 1, зоны имеют субширотное простирание, обусловленное распространением материкового ледяного покрова, а области представляют собой азональные подразделения, отличающиеся по неотектоническим или гляциоэвстатическим признакам. Каждая зона (область) характеризуется особенностями новейшего этапа геологического развития и условий осадконакопления, а следовательно, и типом строения четвертичного покрова.

Ниже дается описание четвертичных отложений по генетическим рядам.

ОТЛОЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЯДА

Ледниковые образования представлены разными типами морен, среди которых преобладают донные; наиболее грубые разности их приурочены к подзоне IA, южнее (в подзонах Б и В) распространены в основном суглинистые морены. В этом же направлении улучшается окатанность и убывает количество обломочного материала, включенного в морену, — от 30—12% на Балтийском щите до менее 10% на Русской равнине.

На фоне зональных изменений состава морен отмечаются и местные особенности, связанные с рельефом ложа и составом коренных пород. Песчаная и супесчаная морены обычны на кристаллических породах и выступах подледникового рельефа, самые глинистые морены приурочены к дочетвертичным глинам и алевролитам; на карбонатных образованиях морены отличаются повышенной карбонатностью. Состав валунно-галечного материала также зависит от подстилающих пород. Особенно ярко это выражено в подзоне IA, где по валунам можно судить о геологии ложа ледника. При движении на юг отмечается смешивание дальних и местных валунов, причем первые отличаются лучшей окатанностью. Конечноморенные отложения отличаются от донных повышенным содер-

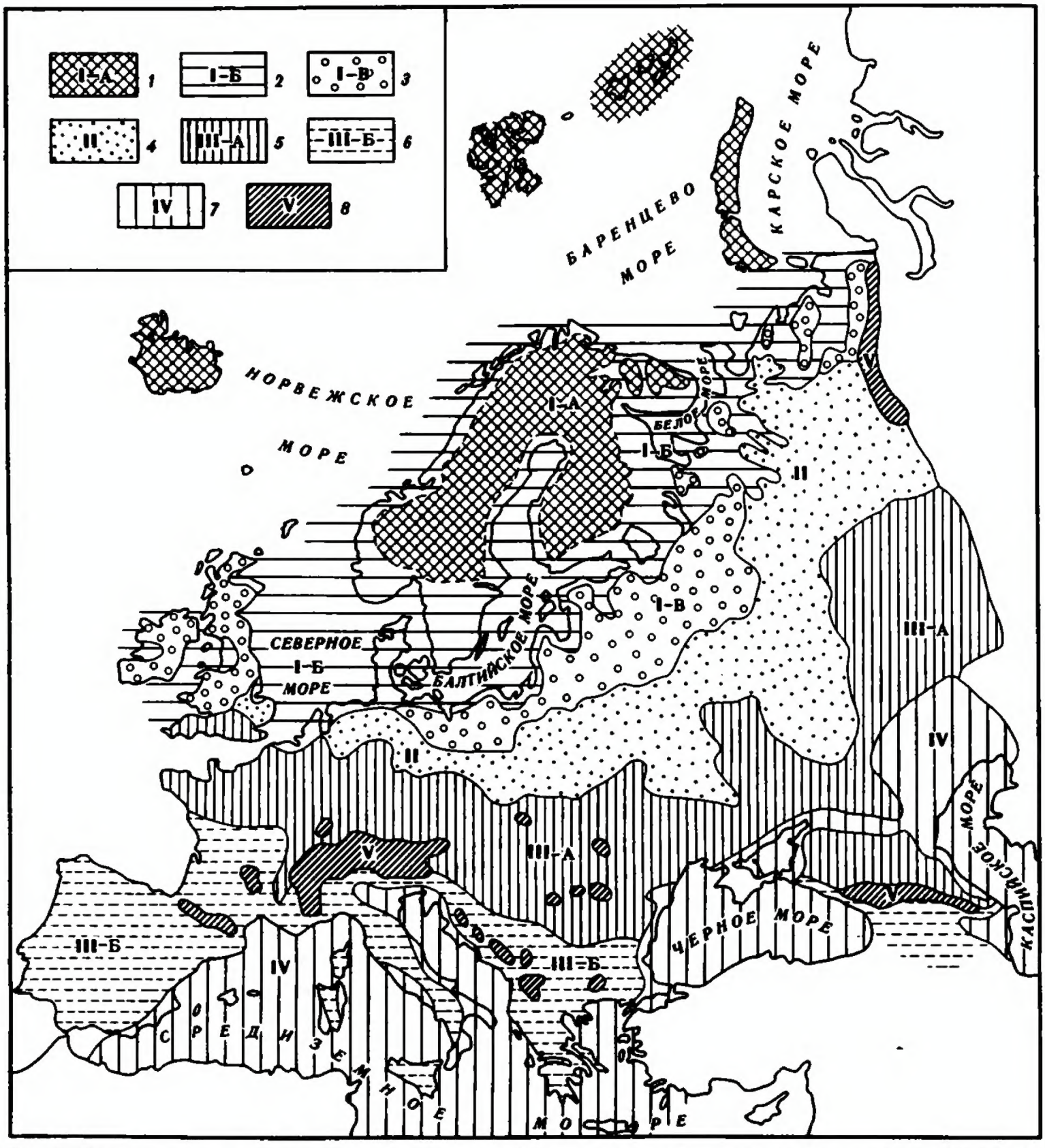


Рис. 1. Схема зональности четвертичных отложений Европы. Составил А.М. Сокольский по А.И. Мазаровичу (1951) и Карте четвертичных отложений Евразии (1980)

Зоны: I — позднеплейстоценового материкового оледенения с подзонами: А — преобладания ледниковой экзарации, на севере с современными ледниками, *Б* — ледниково-морской аккумуляции, В — преобладания ледниковой аккумуляции; II — средне- и раннеплейстоценого оледенения; III — внеледниковая с подзонами преобладания: А — перигляциальной аккумуляции, *Б* — флювиальной денудации. Области развития: *IV* — плейстоценовых трансгрессий южных морей; *V* — горных оледенений

жанием валунно-галечного материала и наличием гляциодислокаций. Абляционные морены залегают на основных в виде маломощного покрова, развиты в районах деградации ледника, особенно в подзоне IA. Материал их, частично промытый талыми водами, местами обнаруживает неясную слоистость, обеднен мелкоземом, имеет сравнительно грубый состав и повышенное содержание валунов, среди которых много выветрелых и эрратических пород (Рухина, 1973).

Моренные отложения развиты также в горах Урала, Кавказа, Карпат, Пиренеев. Оледенение здесь носило горно-долинный характер. Лишь в Альпах оно

Таблица 1

Схема сопоставления ледниковых отложений Европы

Стратиграфическая шкала		Европейская часть СССР		Польша	Нидерланды	Восточная Англия	Альпы
Плейстоцен	поздний	Валдайские	Осташковские	Северопольские (балтийские, вислинские)	Вислинские	Девенсийские	Вюрмские
			Калининские				
	средний	Среднерусские	Московские	Среднепольские	Заальские	Уолстонские	Рисские
			Днепровские				
	ранний	Окские		Южнопольские (краковские, наревские)	Эльстерские	Английские	Миндельские

имело грандиозные масштабы: огромные ледники выползали по долинам и растекались в предгорьях обширными покровами и лопастями. Именно на основе исследований в Альпах была создана классическая схема расчленения ледникового плейстоцена, которая до сих пор, несмотря на ряд возражений, служит опорой при корреляциях событий истории четвертичного периода.

Отложения ледникового плейстоцена Альп представлены моренными комплексами минделя, рисса и вюрма. К позднему плейстоцену здесь относятся мощные грубообломочные накопления свежих конечных морен со слаборазвитым почвенным покровом. Более древние ледниковые образования отличаются наличием зрелых красно-бурых почв и лёссовых покровов. Разделяющие морены осадки — галечники, пески, алевриты, ленточные глины — имеют водно-ледниковый, аллювиальный и озерный генезис. Мощность ледниковых отложений от первых метров до 100 м и более, максимальная — в районах краевой аккумуляции; общая мощность моренных и межморенных образований составляет 150—200 м.

В разрезах отложений моренных равнин выделяется несколько возрастных генераций. Количество горизонтов ледниковых отложений убывает на север, где в условиях преобладания экзарации ледника сохранилась обычно самая молодая морена, и на юг, к границам максимального распространения древних оледенений. Наиболее полный в стратиграфическом отношении разрез ледникового комплекса характерен для подзоны IA. Детальное палеонтологическое исследование межморенных осадков в комплексе с изучением условий залегания морен, их состава, выветрелости, рельефа поверхности, соотношения с другими по генезису толщами, палеомагнитными данными и определениями абсолютного возраста дало возможность расчленить ледниковый плейстоцен Европы. В табл. 1 приводится сопоставление стратиграфических схем для территории Советского Союза и стран зарубежной Европы по К.В. Никифоровой (1982) с дополнениями по Польше (Rozycky, 1978).

Мощность ледниковых отложений крайне непостоянна — от максимальной (до 140 м) в областях развитии краевых образований и переуглублений ледникового ложа до минимальной на Балтийском щите и вершинах поднятий доледникового рельефа. На выровненных поверхностях мощность основной морены обычно измеряется первыми метрами, в целом увеличиваясь с севера на юг.

Водно-ледниковые отложения представлены прежде всего флювиогляциальными зандровыми песками, приуроченными в основном к зоне II. Слагающие их частицы хорошо сортированные и окатанные. Отмечается горизонтальная и диагональная слоистость, местами дельтового типа, встречаются гравийные прослои и линзы, доля гравийно-галечного материала возрастает близ края ледни-

ка, где появляются включения валунов. Большую роль галечники и валуны играют в составе отложений камов, озов, камовых дельт, особенно в подзоне IA, где местами в толще флювиогляциальных наносов отмечаются прослои тиллей. По составу обломочный материал тесно связан с моренами, но отличается лучшей окатанностью. По мере удаления от края ледника среди песков появляются прослои и линзы более тонких осадков: алевритов, глин — сортированных, пластичных, часто ленточных.

По возрасту флювиогляциальные отложения, как и ледниковые, делятся на нижне-, средне и верхнеплейстоценовые. На Скандинавском полуострове, в Исландии и на Шпицбергене отмечаются голоценовые накопления, связанные с многочисленными стадиями деградации последнего оледенения. Наиболее распространены среднеплейстоценовые зандровые пески, наименее — верхнеплейстоценовые озовые, камовые, мелких дельт и т.д. Нижнеплейстоценовые флювиогляциальные образования залегают в погребенном состоянии к северу от границ окского (миндельского, эльстерского, южнопольского) оледенения на Русской равнине, Польской низменности и в некоторых других районах.

Мощность флювиогляциальных отложений изменчива и зависит от форм рельефа и возраста. Так, в подзоне IA локально развиты преимущественно маломощные отложения позднего плейстоцена, но и здесь местами встречаются крупные (высотой несколько десятков метров) эскеры и долинные зандровые накопления мощностью 40—50 м (Lundquist, 1979). Южнее, в подзоне IБ, флювиогляциальные образования также имеют ограниченное распространение и незначительную мощность, за исключением Западной Дании, где толща ледниковых и водно-ледниковых отложений (с резким преобладанием последних) достигает мощности 200—300 м. На Польской низменности и невысоких плато к югу от нее мощности также меняются от первых метров до нескольких десятков метров. Максимальные мощности в Юго-Восточной Польше достигают 40 м, в долине р. Везер (ФРГ) — свыше 50 м, в Нидерландах — 60—70 м. В зоне II, т.е. полосе максимального развития зандровых полей, мощность их отложений составляет 10—20 м близ края древнего ледника, в пределах полесий — до 30—50 м и у внешних границ зандров — до 1—2 м (Инженерная геология..., 1978). Нижнеплейстоценовые флювиогляциальные накопления, залегающие почти всегда в погребенном состоянии, имеют примерно такие же мощности: 20—40 м в Белоруссии, 20—60 м в Южной Польше, до 40 м в Высоких Татрах.

Озерно-ледниковые отложения, сформировавшиеся во внутриледниковых и приледниковых водоемах, занимают большие пространства в подзонах IБ и IВ, но встречаются также в подзоне IA и зоне II. Огромные площади озерно-ледниковых осадков приурочены к бассейнам рек, текших на север и северо-восток, навстречу наступавшему и подпиравшему сток леднику.

Неравномерное таяние льда в зимний и летний сезоны года и соответственно ритмичные колебания жидкого и твердого стока, питавшего подпрудные приледниковые озера, обусловили ленточный тип слоистости осадков. Среди них преобладают ленточные глины, в которых тонкие (2—3 мм) глинистые прослои чередуются с более мощными (4—6 мм) и более грубыми песчано-алевритовыми осадками. Встречается и иной тип переслаивания — более крупные по мощности слои с очень тонкими алевритистыми. Строго говоря, по механическому составу ленточные глины не всегда относятся к глинам — это ряд пород от глин до супесей; например, среди ленточных осадков низменности в низовьях р. Невы преобладают суглинки, а на равнине в бассейне р. Пярну — глины (Инженерная геология..., 1978). В пределах одного поля развития озерно-ледниковых отложений, как показали исследования Варшавского палеоозера, выделяется три зоны: проксимальная, ближняя к месту впадения реки, где преобладает грубый материал и отдельные слои имеют большую мощность; дистальная, прилегающая к краю ледника, с тонким составом осадков и очень тонкой слоистостью; средняя,

имеющая признаки обеих зон. В разрезах осадков встречаются эрратические валуны, принесенные плавающими льдинами, складки (мерзлотные и подводного оползания), трещины, знаки ряби (Merta, 1978).

Бóльшая часть озерно-ледниковых отложений относится ко времени последнего оледенения и его деградации, гораздо реже встречаются более древние и голоценовые (последние приурочены к подзонам IA и IБ). Мощность озерно-ледниковых накоплений обычно 5—15 м и лишь в самых крупных депрессиях достигает 25—50 м (Инженерная геология..., 1978).

ОТЛОЖЕНИЯ ВОДНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РЯДА

Среди *аллювиальных образований* выделяются русловая, пойменная и старичная фации. Русловые отложения — галечники, грубо- и крупнозернистые пески. Галечники характерны для долин горных и предгорных районов, пески различной крупности преобладают в долинах равнинных рек. Степень выветрелости, окатанности и крупности материала определяется строением территории и возрастом аллювия. Заполнитель галечников изменяется снизу вверх по разрезу от глинистого и песчано-глинистого в плиоцен-среднеплейстоценовых образованиях до песчаного в верхнеплейстоценовых — голоценовых. Мощность в пределах одного цикла осадконакопления для крупных рек (Волга, Днепр, Дунай, Луара и т.д.) обычно не превышает 15 м. Пойменная фация хорошо сохранилась в разрезах аллювия низких террас, на средних и высоких она, как правило, эродирована. Литологически это переслаивающиеся мелко- и среднезернистые пески, супеси, суглинки, глины, нередко с линзовидными прослоями (0,2—3 м) торфяников. Суммарная мощность пойменных фаций от 2—5 м у небольших рек до 15 м у таких рек, как Дунай, Днепр, Волга и др. Старичный аллювий, типичный для равнинных рек, залегает в виде линз мощностью до 20 м; в основном это супеси, суглинки, глины, обогащенные органикой, нередко с четкой горизонтальной или ленточной слоистостью.

В распространении, составе и мощностях аллювия по выделенным (см. рис. 1) подразделениям наблюдаются вполне определенные закономерности. В подзоне IA развиты в основном голоценовые, реже — верхнеплейстоценовые маломощные (в среднем 1—1,5 м) аллювиальные накопления, преимущественно русловой фации, грубообломочного состава. Для подзоны IB и зоны II характерно наличие хорошо развитого аллювия (современного, террасового и древних погребенных долин). Возрастной диапазон его — начало плиоцена—голоцен. В пределах современных долин представлены самые молодые — верхнеплейстоценовые и послеледниковые — отложения, сравнительно тонкого состава и незначительной (до 40 м) мощности. Древний аллювий залегает на большой, до 200 м, глубине, перекрываясь и/или переслаиваясь флювиогляциальными и моренными образованиями. Состав его более грубый: гравийно-галечный, гравийно-песчаный; вверх по разрезу увеличивается роль песков и суглинков. Мощность древнего аллювия обычно 40—60 м, а суммарная, вместе с флювиогляциальными и моренными прослоями, достигает 200 м (Польская низменность).

В подзоне IIIA развит полный комплекс аллювия, охватывающий возрастной ряд от верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового до голоценового. Наиболее древний аллювий террас отличается преимущественно галечным составом, глинистостью заполнителя, красноватостью, значительной выветрелостью, преобладанием устойчивых пород среди галек; мощность 10—40 м. Во впадинах и погребенных долинах породы того же возраста представлены песками с кварцевой галькой и гравием (общей мощностью до 30—50 м), в наиболее крупных депрессиях (Паннонской, Трансильванской и др.) — до 150 м. Молодые накопления, слагающие террасы и поймы, имеют типичное двучленное строение: галечно-гравийная русловая фация перекрывается мелкопесчаной и алеврито-

глинистой пойменной; мощность колеблется от первых метров до десятков метров.

В подзоне IIIБ древний аллювий характеризуется выветрелостью, преимущественно мелким составом: песчанистые глины с прослоями песчаного и гравийно-песчаного материала, с горизонтами погребенных почв, с покровом склоновых отложений; лишь в низах разрезов и в сужениях долин значительную роль приобретают галечные и валунно-галечные накопления. Породы, слагающие низкие террасы и поймы, имеют серый цвет, двучленное строение, отличаются свежестью материала, пестротой состава гальки, обогащенностью пойменной фации органикой; мощности от первых метров в мелких долинах до 30—50 м в крупных.

В области V распространен в основном верхнеплейстоценовый и голоценовый аллювий мощностью до 20 м, галечного или валунного состава в пределах развития морен и галечно-песчаного — в местах переработки флювиогляциальных накоплений.

Озерные отложения наиболее характерны для севера Европы, где выполняют ложбины ледникового рельефа и реже — тектонические впадины. В первом случае это глинистые илы, сапропели, пресноводные известняки. С озерами тектонического происхождения (Псковское, Чудское, Ильмень, Кубенское и др.) связаны песчано-глинистые и органогенные образования значительной мощности. Развитие молодых озерных осадков — характерная черта подзоны IA. По составу это — мелкозернистые пески, илы с примесью органики, торфяники, гиттии; мощность от нескольких до 30 м. В подзоне IB наряду с голоценовыми отмечаются и плейстоценовые озерные отложения, из них нижнеплейстоценовые (алевриты с прослоями песков и торфов общей мощностью 20—30 м) погребены на глубине около 100 м. Средне- и верхнеплейстоценовые отложения (мощностью до 100 м) состоят из раковинных и ленточных глин, тонких песков, гиттий, сапропелей, торфяников; в некоторых разрезах отмечаются прослои пресноводных мергелей и диатомитов. Голоценовые озерные отложения — торфяники, подстилаемые сапропелями, иногда с прослоями тонкослоистых супесей, обогащенных вивианитом и лимонитовыми бобовинами; мощность от нескольких до 10 м (Donner, 1965).

В зоне II древние озерные отложения представлены ленточными и карбонатными глинами, переслаивающимися с илами, торфами, сапропелями, мергелями, известняками; мощность более 40 м. Озерные осадки конца позднего плейстоцена — голоцена приурочены в основном к истокам рек, где широко развиты маломощные торфяники, подстилаемые сапропелями, тонкозернистыми глинистыми песками, суглинками.

В подзоне IIIA озерные отложения, выполняющие преимущественно тектонические впадины, представлены древними, красными и зеленовато-серыми глинами, мергелями и песками, в низах с линзами галечников; мощностью до 100 м. Верхнеплейстоцен-голоценовые осадки в основном супесчано-суглинистые с линзами тонко- и мелкозернистых песков, маломощные.

В подзоне IIIБ четвертичные озерные отложения выполняют тектонические депрессии и подпруженные лавовыми потоками долины рек. Состав отложений пестрый за счет сноса обломочного материала со склонов, в разрезе появляются туфогенные прослои. Мощности варьируют от нескольких до десятков метров.

В области V озерные отложения выполняют впадины и долины рек, подпруженные моренами или обвальными массами, и отличаются неоднородностью состава. Так, в Женевской впадине преобладают тонко переслаивающиеся глинистые пески и суглинки общей мощностью до 22 м, а для верховьев рек Арви и Роны характерны более грубые осадки с крупными линзами песчано-суглинистых гравийников; общая мощность 100 м.

ОТЛОЖЕНИЯ ВОЗДУШНОГО РЯДА

Лёссовые породы включают лёссы и лёссовидные образования. Типичный лёсс в Европе, как и в других районах мира, — палевый пористый алеврит, неслоистый, карбонатный, покровно залегающий, со столбчатой отдельностью, прослоями погребенных почв, скоплениями раковин наземных моллюсков и карбонатных конкреций. Лёссовидные породы отличаются от лёссов выпадением одного из перечисленных признаков.

Состав лёссовых пород Европы меняется с севера на юг, отражая зональные особенности осадкообразования. Так, наиболее опесчаненные лёссовые породы преобладают на севере области их распространения, а самые тяжелые (лёссовидные

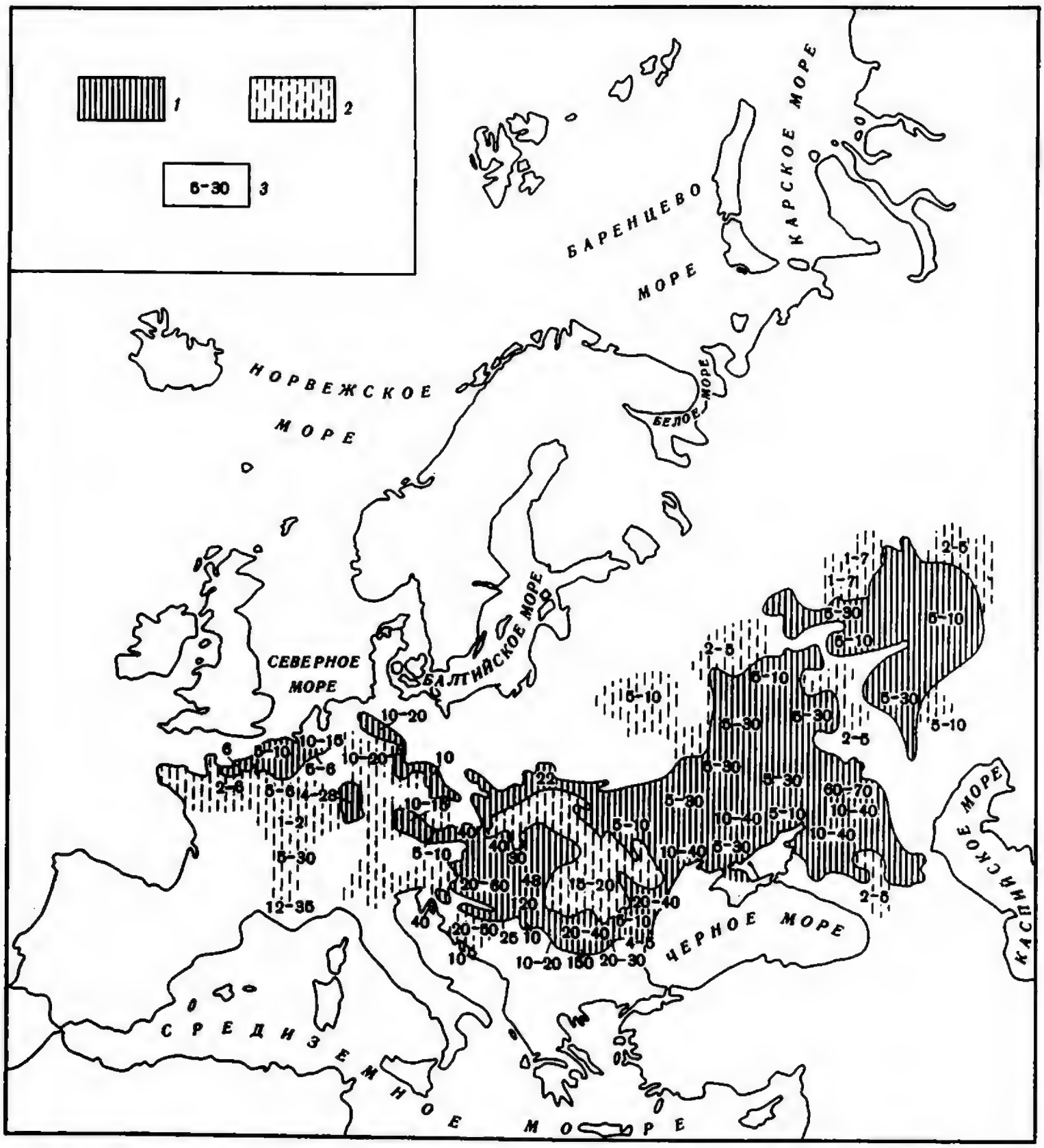


Рис. 2. Схема распространения лёссов на территории Европы. Составила В.Э. Мурзаева по Карте четвертичных отложений Евразии (1980), кн. "Инженерная геология СССР" (1978) и другим материалам

Области: *1* — сплошного распространения лёссовых пород; *2* — фрагментарного распространения преимущественно лёссовидных пород; *3* — мощность, м

глины и суглинки) — на юге, где обычно приурочены к низам разрезов мощных водораздельных лёссов. С продвижением на юг меняются и другие характеристики: возрастает содержание легкорастворимых солей, увеличиваются пористость и просадочность, растут мощности — от первых метров на севере до десятков, местами до 100—150 м, на юге. Здесь же, на юге, наблюдается цикличность строения лёссовой толщи, в разрезах которой чередуются типичные лёссы, лёссовидные суглинки и погребенные почвы.

В зависимости от агента переноса выделяются эоловые, элово-делювиальные, делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные и другие лёссы и лёссовидные породы[1]. Из них на территории Европы преобладают эоловые и эолово-делювиальные. Возраст образований преимущественно позднеплейстоценовый, так как именно в холодный и сухой период последнего оледенения сложились наиболее благоприятные климатические условия для выноса и накопления пылеватых частиц. Более древние лёссовые породы встречаются реже, главным образом в погребенном состоянии.

Пояс распространения лёссовых пород представляет собой сочетание отдельных их массивов и островов, которые, увеличиваясь в размерах с запада на восток и северо-восток, постепенно образуют единый покров (рис. 2). В их распространении также фиксируется зональность: совсем нет лёссов в зоне I, значительные их площади располагаются в зоне II, наконец, огромные лёссовые пространства сосредоточены в зоне III, точнее в ее северной перигляциальной части (подзона IIIA). Небольшие массивы лёссовых пород отмечены в подзоне IIIБ, а также в области IV.

Эоловые отложения представлены скоплениями песков, наибольшие площади которых характерны для подзоны IIIA, где они часто парагенетически связаны с лёссами. Значительные песчаные массивы располагаются также в подзонах IБ, IIIБ и в области IV, где формирование эоловых отложений было связано с перевеванием песчаных водно-ледниковых и морских наносов.

Эоловые пески в целом характеризуются однообразным составом, хорошей окатанностью зерен, высокой степенью сортировки и слоистостью (от субгоризонтальной до косой и перекрестной). Они образуют различные формы рельфа: дюны, гряды, бугры, барханы и их сочетания. Мощность песков обычно до 10 м, реже — 20—30 м, максимальная — 100 м.

ОТЛОЖЕНИЯ МОРСКОГО РЯДА

Морские осадки побережий развиты в основном в отрицательных тектонических структурах: на севере — в Беломорско-Балтийской и Североморской (подзона IБ), на юге — в Средиземноморской, Черноморской и Каспийской впадинах (область IV). На формирование морских отложений косвенно влияет и климатическая зональность, с которой связан тип выветривания, а следовательно, и крупность обломочного материала. Например, на побережье Северной Европы в целом преобладают гравийно-галечно-песчаные осадки, что объясняется поступлением преимущественно грубого материала с суши вследствие доминирующих процессов физического выветривания и за счет перемыва моренных толщ.

В подзоне IA морские осадки характеризуются небольшой мощностью (10—15 м) и преобладанием песков с примесью гальки, гравия, щебня, галечников с валунами, реже — алевритов. В Исландии среди морских песков отмечены пепловые прослои и брекчированные плотные глины.

В подзоне IБ, по берегам Белого и Балтийского морей, морские среднеплейсто-

[1] Объединение их в данном разделе сделано лишь для удобства описания всего этого парагенетически связанного комплекса пород.

Таблица 2

Схема сопоставления отложений основных трансгрессий Понто-Каспия по П.В. Федорову

Стратиграфическая шкала	Черное море	Каспийское море
Голоцен	Черноморские	Новокаспийские
Плейстоцен		
поздний	Новоэвксинские	Хвалынские
	Карангинские	Верхнехазарские
средний	Эвксино-узунларские	Нижнехазарские, урунджикские,
ранний	Чаудинские	Бакинские

ценовые отложения представлены преимущественно суглинками, глинами, илами, гравием, реже -- галечниками; последние типичны для нижних частей разреза. Послеледниковые мелководные осадки характерны для Северного моря, это — маломощные илисто-глинистые отложения, образующие засоленные пространства — марши. В Балтийском море в то же время накапливались пылеватые супеси, суглинки, глины с прослоями песка, иногда торфа; мощность 20—30 м. Самые молодые балтийские отложения, слагающие береговые валы, — пески с прослоями супесей, суглинков, глин, общей мощностью 1—3 м (Инженерная геология..., 1978). Послеледниковые образования побережий Белого и Баренцева морей представлены глинами, реже — суглинками, пески характерны лишь для базальных горизонтов; мощности от нескольких метров до 40 м во впадинах.

Южное побережье Европы (область IV) отличается незначительной ролью грубых наносов, поскольку при преобладании процессов химического выветривания в береговую зону поступает в основном глинистый материал. Специфика климата обусловливает здесь быструю литификацию пород на побережье благодаря их цементации карбонатными и железистыми растворами. Выдержанный, в основном тонкий состав осадков обусловливается также спокойной обстановкой прибрежного осадконакопления с относительно слабыми штормовыми воздействиями. В связи с погружением большей части территории морские наносы часто залегают ниже уровня моря, перекрываясь более молодыми четвертичными образованиями. В разрезе морского плейстоцена отмечаются осадки нескольких трансгрессий (табл. 2).

Нижнеплейстоценовые бакинские отложения на прикаспийских низменностях залегают в погребенном состоянии, а по склонам Кавказа — на террасах абсолютной высотой 200—300 м. В составе осадков — сильно дислоцированные тонкослоистые глины и алевриты с прослоями ожелезненных алевритов и песков, включающих раковины моллюсков. Мощность в среднем составляет 200 м, на участках опускания — 500—600 м. По периферии впадины и на положительных структурах развиты конгломераты, галечники, ракушечники, пески мощностью до 30—50 м. Среди глин вблизи Кавказа отмечены прослои вулканических пеплов и брекчий. Стратиграфические аналоги описанных толщ в Черноморской впадине — чаудинские отложения мощностью 10—15 м — представлены в нижней части разреза песками, глинами, галечниками, а в верхней — прибрежными известняками-ракушечниками.

Среднеплейстоценовые осадки Каспийской впадины представлены нижнехазарскими глинами, алевритами, реже — песками мощностью до 300 м. На Кавказском побережье развиты конгломераты и известняки-ракушечники того же возраста, слагающие террасы абс. высотой 140—170 м. Эвксино-узунларские отложения Черноморского побережья лежат на террасе высотой 60 м, состоят из песков, песчаников, известняков-ракушечников, конгломератов мощностью от 1—3 до 25 м.

Среди верхнеплейстоценовых (верхнехазарских и хвалынских) прибрежных

отложений Каспийской впадины преобладают известняки-ракушечники и конгломераты, в верхах разреза — пески и галечники. Абсолютные высоты позднехазарских террас — 130—120, 100—105 и 80—85 м, хвалынских — 46—48, 34—36, 28—30, 20—22, 14—16 и 4—6 м (Рычагов, 1977). Мощность верхнеплейстоценовых осадков на террасах 1—3 м, во впадинах — 50—100 м. В Черноморской впадине карангатские и новоэвксинские глины с песками мощностью 2—5 м слагают террасу 12—14 м; современные отложения — ракушечники, пески, глины — аналогичной мощности, максимум до 30—40 м на западном побережье Каспия.

Общая мощность плейстоценовых морских образований в Каспийской впадине превышает 1500 м. Обращает на себя внимание большая разница высотного положения морских осадков в тектонически активных структурах. Так, на юго-востоке Кавказа подошва бакинских отложений поднята на 300 м над уровнем Каспийского моря, а в Куринской впадине они лежат на глубине 1800—1900 м (Алиев и др., 1977).

Ледниково-морские отложения сформировались в результате взаимодействия ледников и моря. Основной особенностью отложений этого типа является наличие грубообломочного моренного материала, поступающего в результате его вытаивания из льда при выходе конечных морен на мелководье, а также в результате айсбергового разноса. Ледниково-морские накопления особенно характерны для областей, где ледники спускались в морские бассейны (подзона IБ). Наиболее древние из них, среднеплейстоценовые, залегают в погребенном состоянии. В основном это — песчано-глинистые образования (от очень однородных глинистых разностей до плохо сортированных, с валунами и галькой), имеющие мореноподобный облик. В разрезах имеются прослои и линзы песчаного и гравийно-галечного материала. Максимальная мощность (более 150 м) характерна для тектонически опущенных участков и погребенных долин; на водоразделах она обычно не превышает 30—40 м. Ранее эти отложения считались мореной, однако геохимические показатели, аналогичные полученным для морских донных наносов, позволили установить их ледниково-морской генезис (Лазуков, 1980).

Верхнеплейстоценовые ледниково-морские образования представлены чередованием морских тонкослоистых илисто-песчано-глинистых осадков с валунными глинами. В морских отложениях также содержатся валуны; местами заметны фациальные переходы морских осадков в ледниковые. Своеобразный комплекс позднеледниковых глин сформировался в глубоких фиордах, в удалении от фронта ледника. Глинистые частицы выносились мутными талыми водами из-под ледника и оседали в воде на некотором расстоянии от него, заполняя узкие долинообразные формы рельефа. Мощность глин местами достигает 50 м.

Современные валунные глины ледниково-морского генезиса, содержащие морскую фауну, отмечены на берегах Исландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, где они залегают на абс. отметках до 140—150 м за счет гляциоизостатического поднятия. Характерные их черты — слабая уплотненность, меньшее содержание обломочного материала по сравнению с типичными моренами и переслаивание с морскими осадками. В низах разреза преобладают слоистые глины с большим количеством песка и конкреций, в верхах — илы с маломощными прослоями тонкозернистых песков и илистых глин. Общая мощность, как правило, до 20 м.

Еще одна разновидность современных ледниково-морских отложений — айсберговая — изучена на Шпицбергене. Это — пластичные суглинки и глины с небольшим содержанием валунов и гальки; общая мощность свыше 20 м.

Аллювиально-морские отложения — образования дельт, лиманов, эстуариев, где переслаиваются аллювиальные и морские толщи изменчивого литологического состава, содержащие морскую и континентальную фауну.

В подзоне IБ преобладает комплекс позднеплейстоценовых эстуариево-мор-

ских отложений, представленный в основании чередованием глин, илов и маломощных грубозернистых осадков, а в верхах разреза — косослоистыми песками и песчано-гравийно-галечными наносами. В защищенных от моря заливах развиты тонкозернистые отложения. Мощность эстуариевых морских осадков составляет 10—25 м, иногда до 60 м.

Для области IV характерны дельтовые осадки разнообразного состава. Отложения позднего плейстоцена и голоцена представлены здесь чередованием глин, суглинков, супесей, песков, алевритов, илов, алевритистых глин и линз гравийно-галечного материала. В верхней части разреза преобладают глинистые породы, в нижней — песчаные. В сторону моря материал становится более тонким и однородным. Для Черноморского бассейна характерны лиманные отложения, выполняющие затопленные морем речные устья. В районах современного вулканизма в разрезах мариноаллювия появляются прослои туфов. Вблизи гор, в основании толщи морских песков, отмечаются гравийно-галечно-валунные флювиальные накопления. В целом мощности аллювиально-морских осадков в области IV изменяются от 30 до 300 м.

ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО РЯДА

На площади субконтинента выделяются три области развития вулканогенных неоген-четвертичных образований: Центральноевропейская, Исландская и Средиземноморско-Кавказская.

Центральноевропейская область вулканизма включает Центральное плато Франции, Рейнские Сланцевые горы и массив Богемский Лес.

Лавы Центрального плато представлены базальтами, базанитами, гавайитами, муджиеритами, трахитами, трахиандезитами, риолитами (Maury et al., 1980). В основании разреза залегает щелочная, преимущественно базальтовая плиоценовая серия, выше — "великий покров риолитов", образовавшийся около 2,5 млн лет назад (л.н.). Позже (2,1—1,6 млн лет) накапливались продукты насыщенной серии (посткальдерные трахитовые пемзы, трахиандезиты, риолиты), сменяющиеся по простиранию фонолитами, тефритами, гавайитами недосыщенной серии. Примерно 0,85 млн л.н. образовались верхние трахиты, андезиты, пемзы второй трахитовой серии. Последние проявления трахиандезитового вулканизма относятся к периоду 0,3—0,24 млн л.н. (Baubron, Cantagrel, 1980). Молодые базальтовые потоки сформировались в период 156—35 тыс. л.н. (Raynal et al., 1982).

В Рейнских Сланцевых горах, в массиве Эйфель, где выявлено около 500 центров плиоцен-четвертичных извержений, преобладают лавы базанитового и нефелинитового состава; характерной особенностью здесь является мааровый вулканизм. Наиболее древние вулканиты, 2,0—0,6 млн лет (главная фаза), распространены на западе; более молодые, 0,7—0,2 млн лет, — на востоке поля. Проявления маарового вулканизма относятся к периоду 36—6 тыс, лет, продукты его — базальтовые пузырчатые лавы, пирокласты, слагающие конусы потухших вулканов и валы мааров.

В массиве Богемский Лес плиоцен-четвертичные эффузивы состоят из трахитов, трахибазальтов, нефелинитов, тефритов, базальтов возраста 1,5—0,8 млн лет. Самые молодые лавовые потоки перекрывают флювиальные отложения, датируемые временем 180—145 тыс. л.н.

Исландская область развития вулканитов располагается в Срединно-Атлантической зоне рифтогенеза. Характерная ее особенность — переслаивание эффузивных и осадочных пород. Наиболее древняя толща (3—0,7 млн лет) мощностью до 60 м представлена базальтами с прослоями тиллитов. Выше располагается толща (мощностью до 300 м) переслаивающихся подушечных лав, вулканических брекчий, аллювиальных, озерных и морских отложений, имею-

щая возраст 0,7—0,02 млн лет. Верхнеплейстоценовые вулканиты — потоки базальтов мощностью в несколько метров, разделенные прослоями тиллитов. Постгляциальные эффузивные породы представлены лавами; эксплозивные — подушечными лавами и гиалокластами. По составу выделено три серии вулканических пород: толеитовая, промежуточная щелочная и щелочная. Для области современного оледенения Исландии характерны мощные гляциально-вулканические обломочные потоки, состоящие из смеси вулканического материала, тефры, песка, глины, обломков пород и осколков льда (Jonsson, 1980).

В Средиземноморско-Кавказской области четвертичные вулканиты развиты на Апеннинском полуострове и близлежащих островах, в Карпатах и на Кавказе. На Апеннинах вулканиты имеют возраст от 0,9 млн лет до наших дней. Близ Рима они представлены тремя сериями пород: трахифонолитовой (пепловые потоки), калиевой основной лавой (потоки, конусы, пирокласты), трахибазальтовой (потоки, конусы) (Holm, 1982). Продукты извержения действующих вулканов (Везувия, Стромболи, Этны и Санторина) состоят из пеплов, лапилли, лавобрекчий, перемежающихся с потоками лав, близких по составу к оливиновым базальтам и андезитам. В лавах Сицилии установлены пуджериты и гавайиты (Bellia et al., 1980).

В Карпатах развиты потоки четвертичных базальтов, перекрывающих речные террасы среднего уровня.

На Малом Кавказе лавовые потоки преимущественно андезитовые, реже — андезито-базальтовые, время излияний — ранний—поздний плейстоцен. Потоки лав обычно разделены прослоями брекчий, туфов, галечников (Али-Заде, 1982). В центральной части Большого Кавказа четвертичные лавы представлены в основном андезито-дацитами. На Армянском нагорье мощные (до 500 м) вулканические покровы состоят из базальтов, андезитов-базальтов, туфоигнимбритов, липарито-обсидиановых пород. Мощность лавовых потоков в среднем 3—5 м. Возраст кислых разностей пород 1—0,3 млн лет, основных — от 2,5 млн лет до низов голоцена включительно.

* * *

Из краткой характеристики четвертичных отложений Европы следует, что их распространение в ранге генетических рядов подчиняется определенным закономерностям, обусловленным неоднородностью структуры, физико-географическими условиями и особенностями палеогеографического развития, связанного с неотектоническими движениями и обширным плейстоценовым оледенением. Эта зависимость отражается и в суммарной мощности четвертичных отложений, неодинаковой в выделенных выше зонах и областях. В пределах территории, покрывавшейся оледением (в подзоне IA), мощность их в среднем составляет до 20 м, редко — более. Южнее, в подзоне IБ, испытавшей новейшие погружения, она резко возрастает (например, в Дании и на севере ФРГ — до 300м). В подзоне IВ и в зоне II мощность четвертичного покрова испытывает сильные колебания — от 10—30 до 200—300 м, причем максимальна она в древних долинах, в зонах краевой ледниковой аккумуляции и близ выступов коренного рельефа, в дистальной части которых происходила разгрузка обломочного материала. В целом четвертичный покров ледниковой области в разрезе представляет собой линзовидное тело со средними мощностями 5—10 м у юго-восточной границы и на северо-западе и 40—50 м в зоне максимальной аккумуляции.

Южнее, в зоне III, четвертичные отложения имеют прерывистое распространение. В подзоне IIIA огромными мощностями флювиальных осадков отличаются лишь крупные впадины (например, Паннонская — до 500 м) и древние долины — до 100—200 м. Значительны в этой подзоне и мощности лёссов (десятки метров), максимальные их значения (более 100 м) отмечены на плато, высоких террасах и в понижениях древнего рельефа. В подзоне IIIБ и в области V четвертич-

ные отложения фрагментарны и маломощны, за исключением крупных впадин и участков аккумуляции горных ледников. В области IV четвертичные морские осадки залегают в основном ниже уровня моря; в прибрежной зоне мощные их толщи фиксируются лишь в устьях рек и на тектонически опущенных участках. Максимальные мощности морских осадков (до 1500 м) характерны для равнин Прикаспия.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев Г.А., Будагов Б.А., Векилов Б.Г. и др. Карта четвертичных отложений Азербайджана // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 68—73.

Али-Заде С.А. Четвертичный вулканизм в Азербайджане // XI Конгр. ИНКВА, Москва, авг. 1982: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 13—14.

Инженерная геология СССР. М.: Изд-во МГУ, 1978. Т. 1. 528 с.

Карта четвертичных отложений Евразии: 1:5000000. Л., 1980.

Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР: Восточно-Европейская равнина. М.: Изд-во МГУ, 1980. 270 с.

Мазарович А.Н. Зональность четвертичных отложений Европы // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1951. N 16. С. 8—18.

Никифорова К.В. Стратиграфическое расчленение и корреляция верхнеплиоценовых и четвертичных отложений // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. С. 36—88.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1977. 62 с.

Baubron J.-C., Cantagrel J.-M. Le deux volcans des Monts Dore (Massif Central Française): Arguments chronologigues // C.r. Acad. sci. D. 1980. T. 290, N 22. P. 1409—1412.

Bellia S., Carapezza M., Lucido G. et al. Aspetti magmatologici e ruolo dell'H_2O Hella evoluzione del vulcana di Moio (Sicilia) // Miner. et petrogr. acta. 1980. Vol. 24. P. 107—122.

Donner J.J. The Quaternary of Finland // Quaternary. 1965. Vol. 1. P. 199—272.

Holm P.M. Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 340. P. 379—386.

Jonsson J. Um Kötluhlaup // Nàttùrufraedingurinn. 1980. T. 50, N 2. P. 81—86.

Lundqust J. Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits // Sver. geol. unders. 1979. Bd. 73, N 767. S. 72.

Maury R.C., Brousse R., Villemant B. et al. Cristallisations fractionées d'un magma basaltique alcalin: La série de la Chîne de Puys (Massif Central, France). 1. Petrologie // Bull. minér. 1980. T. 103, N 2. P. 250—266.

Merta T. Extráglácial varved deposits of the Warsaw ice-dammed lake (Younger Pleistocene), Masovia Lowland, Central Poland // Acta geol. pol. 1978. Vol. 28, N 2. P. 241—242.

Raynal J.-P., Daugas J.-P., Paquereau M.-M. et al. Première datation du maar basaltique de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dômee, France): Stratigraphie, palynologie, thermoluminescence // C.r. Acad. sci. D. 1982. T. 295, N 12. P. 1011—1014.

Rozycki S.Z. Od "Mocht" do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski // Rocz. Pol. tow. geol. 1978. Wol. 48, N 3/4. S. 445—478.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551

А.Е. ДОДОНОВ

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ И МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Стратиграфия верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана в последнее время значительно уточнена и детализирована, что позволяет рассматривать этот регион как один из опорных при решении вопросов дальней корреляции (Додонов, Пеньков, 1977; Додонов, Ранов, 1984). Вначале кратко охарактеризуем стратиграфическую шкалу Южного Таджикистана и коснемся вопросов региональной корреляции в пределах Средней Азии, а затем остановимся на некоторых примерах межрегиональной корреляции.

В Южном Таджикистане отложения верхнего плиоцена (~3,5—1,8 млн лет), эоплейстоцена (1,8—0,75 млн лет) и плейстоцена (последние 0,75 млн лет) выделены на основании палеонтологических и палеомагнитных данных. Плейстоцен подразделяется на нижний (0,75—0,45 млн лет), средний (0,45—0,13 млн лет) и верхний (последние 0,13 млн лет). При более дробном расчленении плейстоцена на климатостратиграфические горизонты используется лёссово-почвенная шкала, которая была разработана в последние 10—15 лет (Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977; Лазаренко и др., 1977; и др.).

Наиболее изученные в Южном Таджикистане местонахождения фауны млекопитающих — Куруксай и Лахути — являются надежными биостратиграфическими реперами. Фауна Куруксая (костеносный горизонт Наврухо) сопоставляется с хапровским фаунистическим комплексом или средним виллафранком и находится между инверсией Гаусс—Матуяма и эпизодом Олдувей; фауна Лахути (верхний костеносный горизонт), сопоставляемая с фаунами переходного типа от таманской к тираспольской (нижний кромер), находится непосредственно под инверсией Матуяма—Брюнес, ее возраст ~0,8 млн лет (Путеводитель..., 1977). В объеме позднего плиоцена и эоплейстоцена рассматриваются соответственно куруксайская и кайрубакская свиты, объединяемые в кулябскую серию. Плейстоценовая толща отложений выделяется как кызылсуйская серия, расчленяемая соответственно на три литостратиграфических комплекса: вахшский, илякский и душанбинский.

В разрезах субаэрального типа в объеме верхнего плиоцена и эоплейстоцена выделяется большое число красноцветных, красно-бурых и буроцветных почв. Так, ниже эпизода Олдувей в некоторых разрезах (Карамайдан, Хонако) насчитывается до 10 сближенных между собой красноцветных и красно-бурых палеопочв. В эоплейстоцене, т.е. от основания палеомагнитного эпизода Олдувей до рубежа 0,75 млн лет, выделяется 25 горизонтов красно-бурых и бурых почв, условно объединяемых в девять педокомплексов — с XI по XIX (Додонов, Пеньков, 1977). В объеме плейстоцена в лёссово-почвенных разрезах выделяется 10 педокомплексов и 10 горизонтов лёссов. Региональными реперными горизонтами

служат педокомплексы: X (750 тыс. лет), VII (~300), VI (~200), V (~130) и II (25тыс. лет). Их датирование опирается на палеомагнитные и термолюминесцентные данные, дополняемые археологическими материалами.

Относительно хорошо изученные палеолитические памятники, заключенные в VI (Каратау) и V (Лахути) педокомплексах, отвечают эпохе развития галечной культуры домустьерского времени, явно указывая на то, что возраст этих педокомплексов превышает 70 тыс. лет[1].

При региональной и межрегиональный корреляции разрезов субаэрального и субаквального типов учтены геологические, палеонтологические, геохронологические, физические и археологические данные. Опираясь на геохронологические реперы, мы можем скоррелировать субаэральные и субаквальные разрезы Южного Таджикистана с подобными геологическими объектами в Ферганской долине, Приташкентском районе, Иссыккульской впадине. Так, куруксайская свита Южного Таджикистана сопоставляется с верхами свиты C_1, свитой C_2 или нижней частью сохской свиты[2] (Ферганская впадина), или с нанайским комплексом (Приташкентский район), или с верхнеджуукинской подсвитой (Иссыккульская впадина). Кайрубакская свита коррелирует соответственно с исписарской свитой или с верхней частью сохской свиты, а также с шарпылдагской свитой или с тепкинскими слоями (рис. 1). Наиболее детальные корреляции возможны по лёссово-почвенным разрезам в пределах плейстоценового интервала шкалы. Некоторые новые данные по соседним с Южным Таджикистаном территориям дополняют уже имеющиеся стратиграфические построения. Например, важно отметить отдельные археологические находки мустьерского возраста, обнаруженные в III педокомплексе, в разрезе Оркутсай Приташкентского района (Мавлянов, Касымов, 1984), которые подтверждают более раннее представление о том, что возраст этого уровня почвообразования не древнее 50—70 тыс. лет.

Более сложной задачей является корреляция лёссово-почвенных образований с аллювием речных террас предгорной зоны, поскольку слагающие их галечники, как правило, лишены биостратиграфической информации. В этом случае большое значение приобретают сведения по археологическим памятникам, расположенным на террасах, хотя и они, чаще всего, неполны и могут лишь указывать на то, что рассматриваемая терраса не моложе возраста расположенного на ней палеолитического местонахождения. Поэтому для корреляции субаэральных и субаквальнх толщ были привлечены данные по анализу цикличности осадконакопления разнофациальных отложений.

В субаэральных образованиях седиментационные циклы представлены сочетанием почва+лёсс. Согласно нашим представлениям, почва и лёсс отражают межледниково-ледниковый ритм развития палеоклимата. Аккумулятивный чехол террас состоит снизу вверх из пачек промытых галечников с песками и пачек непромытых, плохо сортированных супесчано-галечных отложений. В этой последовательности напластований нижние пачки ассоциируются с межледниковым ("теплым") аллювием, а верхние — с ледниковым ("холодным") аллювием. Подобные типы аллювиальных отложений выделяются также, например, в долинах рек Кавказа по материалам А.В. Кожевникова (1985). Межледниковый и ледниковый аллювий образуют единый седиментационный цикл. Лёссовые покровы, венчающие разрезы террас, отражают более поздний субаэральный этап развития, когда на их поверхности не проявлялось воздействие речного потока. Литолого-фациальный анализ позволяет в ряде случаев выявить латеральное замещение горизонтов почв и лёссов, развитых на водоразделах, соответственно на пачки межледникового и ледникового аллювия. В результате анализа циклич-

[1] Согласно данным В.А. Ранова (устное сообщение), возраст мустьерской культуры Южного Таджикистана находится интервале 75—35 тыс. лет.

[2] Имеется в виду расширенный стратиграфический объем сохской свиты.

Стратиграфическая шкала				Палеомагнитная шкала	Средняя Азия									Северная Индия		Северный Пакистан	Северный Китай	
Система	Отдел, ярус	Раздел	Подраздел		Южный Таджикистан			Фергана		Приташкентский район		Иссыккульская впадина		Пенджаб	Кашмир			
Четвертичная (антропогеновая)		Плейстоцен	верхний	Брюнес	Душанбинский комплекс	Аллювий террас h ~10–90 м	ПК–1 Л–1 ПК–2 Л–2 ПК–3 Л–3 ПК–4 Л–4 ПК–5 Л–5	Аллювий террас h ~10–150–200 м	Бурощветные ископаемые почвы и горизонты лёссов	Аллювий террас h ~10–150–200 м	ПК–1 Л–1 ПК–2 Л–2 ПК–3 Л–3 ПК–4 Л–4 ПК–5 Л–5	Отложения озерных и аллювиальных террас		Отложения аллювиальных террас	Отложения аллювиальных террас, лёссы	Отложения аллювиальных террас, потварские лёссы	Отложения озер и аллювиальных террас	Маланьский лёсс	
			средний		Илякский комплекс	Аллювий террас h ~ 100–150 м	ПК–6 Л–6 ПК–7 Л–7 ПК–8 Л–8				ПК–6 Л–6 ПК–7 Л–7 ПК–8 Л–8							Верхний лиши	
			нижний	Тыс. лет	Вахшский комплекс	Аллювий террас h ~ 160–220 м	ПК–9 Л–9 Л–10 ПК–10				ПК–9 Л–9 Л–10 ПК–10				Верхняя карева			Нижний лиши	
		Эоплейстоцен		0,73 0,90 0,97 1,67 1,87 2,48 3,34	Кайрубакская свита	Аллювий террас h ~300–400 м	Красно-бурые почвы и горизонты лёссов	Исписарская свита (D)	Сохская свита	Аллювий террас h ~300–400 м	Красно-бурые почвы и горизонты лёссов	Шарпылдагская свита (тепкинские слои)		Валунные конгломераты		Конгломераты лэй		
Неогеновая	Плиоцен	верхний	Матуяма Гильберт Гаусс Олдувей Харамильо		Куруксайская свита	Аллювий террас h ~600–800 м	Красноцветные почвы и красно-бурые алевриты	Свита C_2 Свита C_1 Свита B_2	Бактрийская (кепелийская) свита	Аллювий террас h ~800 м (нанайский комплекс)		Джуукинская свита нижняя подсвита	верхняя подсвита	Пинджор Татрот	Нижняя карева	Сиваликские конгломераты (пинджор) Татрот	Верхний нихэвань Нижний нихэвань Красные глины	Учен

Примечание: ПК – педокомплекс, Л – лёсс.

ности осадконакопления субаэральных и аллювиальных образований можно сделать вывод о том, что десяти седиментационным циклам, фиксирующимся в лёссово-почвенных толщах, отвечают десять эрозионно-аккумулятивных циклов, представленных в виде десяти аллювиальных террас, заключенных в пределах нижнего яруса рельефа, не выше 220—250 м над тальвегом долин.

Более значительные по масштабам циклы эрозионно-аккумулятивной деятельности рек связаны с крупными фазами тектогенеза, фиксирующимися на рубежах ~4—3,5; ~2; ~0,8 млн лет. Этим фазам диастрофизма в геологических разрезах соответствуют границы между основными литостратиграфическими комплексами, в рельефе им отвечают крупные ступени, разделяющие между собой три яруса рельефа с относительными превышениями 700—800, 300—400 и ниже 250 м.

В Западной Фергане, в Коктюрлюкском разрезе, угловые несогласия, ассоциирующиеся с фазами диастрофизма, фиксируются на рубежах ~3,5 и ~2 млн лет. Угловое несогласие, с которым отождествляется фаза тектонической активности на рубеже 0,8 млн лет, отчетливо проявлено во многих субаэральных и субаквальных разрезах Южного Таджикистана (Кайрубак, Хонако, Чашманигар, Лахути), а также в разрезах Приташкентского района (Оркутсай) и Иссыккульской впадины (Тепке). В Черноморско-Каспийской области самый древний рубеж из указанных хорошо фиксируется по особенностям геотектонических условий и фациальным изменениям в осадконакоплении на границе киммерия и куяльника или продуктивной свиты и акчагыльского горизонта. Следующая фаза тектогенеза (~2—1,8 млн лет) ассоциируется с границей акчагыла и апшерона. Эоплейстоцен-плейстоценовой фазе диастрофизма отвечает предбакинская фаза тектогенеза.

Геологические материалы по северу Индии и Пакистана указывают на следующую сопоставимость во времени основных литостратиграфических подразделений.

На севере Индии, в Кашмирской долине, палеомагнитные и геохронологические данные по озерно-аллювиальным отложениям каревы показывают, что эта толща начала накапливаться примерно 4 млн л.н. Выделяются нижняя и верхняя карева. На основании палеонтологических данных Г.Л. Бадам (Badam, 1979) коррелирует отложения нижней каревы с пинджором и считает, что основание нижней каревы соответствует началу нижнего плейстоцена европейской стратиграфической шкалы. Верхняя часть нижней каревы — галечники — сопоставляются с валунными конгломератами верхнего сивалика; отложения верхней каревы параллелизуются со средним плейстоценом европейской схемы. Установлено, что слои верхней каревы находятся в нижней половине эпохи Брюнес и их верхний возрастной предел соответствует рубежу около 0,3—0,4 млн лет (Agrawal et al., 1979; Burbank, Johnson, 1982). Возраст лёссово-почвенных образований, развитых на отложениях каревы и частично фациально замещающих ее верхние слои, не выходит за пределы палеомагнитной эпохи Брюнес. По наблюдениям индийских исследователей, в лёссовом разрезе Дильпур отмечается 6—7 горизонтов ископаемых почв (Агравал, 1982).

По разрезам формации карева реконструируются фазы активизации тектонических движений на стратиграфических уровнях 4 и 1,8 млн лет. На рубеже 1,8 млн лет в Кашмире произошла перестройка палеогидросети. Согласно литофациальному анализу разрезов, расположенных вдоль северо-восточных подножий Пир-Панджала (Хирпур, Ромуши, Барамула), в интервале 4—1,8 млн лет обломочный материал в Кашмирскую впадину поступал по палеодолинам с северо-востока, со стороны Гималаев. В более поздний этап (менее 1,8 млн лет)

Рис. 1. Стратиграфическая корреляция верхнеплиоцен-четвертичных отложений Центральной Азии

снос обломочного материала в эту часть Кашмирской долины происходил со стороны Пир-Панджала. Это было вызвано возросшей тектонической активностью вдоль системы Главного пограничного разлома западнее Пир-Панджала и поднятием самого Пир-Панджала (Burbank, Johnson, 1982, 1983).

На севере Индии, в Сиваликских холмах Предгималайской зоны, возраст выделяемых в плиоцен-плейстоценовой части разреза татрота, пинджора и валунных конгломератов остается не выясненным окончательно. М.В. Шастри (Sastry, 1981) предлагал коррелировать татрот с русцинием, пинджор с нижним—средним виллафранком, проведение неоген-четвертичной границы намечал в переходных слоях — пинджор — валунный конгломерат. Близкая к этому интерпретация верхнесиваликского разреза предложена на основании биостратиграфических и палеомагнитных исследований, согласно которым предполагалось, что пинджор не моложе нижней части эпохи Матуяма, а валунный конгломерат соответствует верхней части эпохи Матуяма (Azzaroli, Napoleone, 1982). Вместе с тем отсутствие полных палеомагнитных данных по валунным конгломератам пока не позволяет однозначно решить вопрос о том, проходит ли инверсия Матуяма-Брюнес в переходных слоях пинджор — валунный конгломерат или она находится значительно выше по разрезу (Додонов и др., 1979; Tandon et al., 1984). Иными словами, относятся ли валунные конгломераты к эоплейстоцену или раннему плейстоцену, остается неясным из палеомагнитных данных, однако, учитывая анализ геологических материалов и особенности соотношения валунных конгломератов с пинджором и с более молодыми отложениями аллювиальных террас, мы склоняемся к тому, что валунные конгломераты занимают эоплейстоценовый интервал шкалы. Для суждения о возрасте пинджора представляют интерес палеонтологические исследования, проведенные А. Нандой (Nanda, 1981), в соответствии с которыми установлено присутствие в пинджоре Elephas hysudricus, Equus sivalensis, Leptobos, Bos. К.Н. Прасад отмечал, что Equus, Babalus, Hypselephas, фиксирующие начало плейстоцена[1] в разрезах верхнесиваликских отложений, появляются в слоях пинджора (Prasad, 1982). Он относил пинджор к раннему плейстоцену, а татрот — к позднему плиоцену.

В результате стратиграфических исследований в Северном Пакистане отмечалось, что фауна, характерная для татрота, находится в слоях, намагниченность которых указывает на эпоху Гильберт и верхи 5-й палеомагнитной эпохи. Однако вопрос о геохронологии татрота в Северном Пакистане остается дискуссионным. На основании палеомагнитных данных граница между док-патаном и татротом проводится в нижней части эпохи Гильберт — на рубеже 5,1 млн лет (Jahnson et al., 1982). Вместе с тем имеет место и другая точка зрения, согласно которой татрот может быть значительно моложе (Barry et al., 1982).

Верхнесиваликские отложения выше татрота в Северном Пакистане представлены преимущественно конгломератовыми толщами. Еще Х. де Терра и Т.Т. Патерсон (De Terra, Paterson, 1939) в районе Потварского плато различали три фации валунных конгломератов. Они отмечали условность выделения этих фаций и, кроме того, указывали на трудности при доказательстве их одновозрастности. На условность использования термина "валунный конгломерат" (Bolder Conglomerate) применительно к стратиграфическому описанию верхнесиваликских и послесиваликских отложений Потварского плато указывалось и в более поздних исследованиях (Gill, 1952; Rendell, 1984). При детальном картировании в долине р. Соан (Соанской синклинали) В.Д. Гилл различал собственно сиваликские конгломераты (Siwalik Conglomerate) и конгломераты лей (Lei Conglomerate). Сиваликские конгломераты В.Д. Гилл относил к верхнесиваликской группе и параллелизовал, хотя и не полностью, с пинджором; залегающие ниже бурые пес-

[1] Индийские геологи и палеонтологи в стратиграфический объем плейстоцена включали весь виллафранк.

чаники, переслаивающиеся с буровато-красными алевритами (общей мощностью 1000—1150 м), он относил к татроту. В центральный части Соанской синклинали мощность сиваликских конгломератов около 900 м. На сиваликских конгломератах с угловым несогласием, знаменующим перестройку палеорельефа и срезание верхнесиваликских отложений, залегают конгломераты лей. Мощность последних не более 100 м. Дата 1,6±0,2 млн лет по трекам пеплового слоя, находящегося внутри конгломератов лей, а также возраст двух пепловых слоев в верхнесиваликских отложениях, равный в целом 2,5 млн лет, позволяют принять возраст нижней границы конгломератов лей около 1,9 млн лет (Burbank, Raynolds, 1984). С этой границей как в Северном Пакистане, на Потварском плато, так и на севере Индии, в Кашмире, ассоциируется фаза тектогенеза. В Южном Таджикистане также фиксируется фаза диастрофизма на рубеже около 2 млн лет (Додонов, 1978).

Все это указывает на то, что крупные тектонические подвижки охватывали всю Центральную Азию, вызывая изменения в строении палеорельефа и условиях седиментации. Геологические и геохронологические данные по верхне- и послесиваликским отложениям Потварского плато позволяют прийти к выводу об их вполне определенной корреляции с верхнеплиоцен-плейстоценовыми отложениями Южного Таджикистана. Так, сиваликские конгломераты (пинджор, в понимании В.Д. Гилла), вероятно, в значительной части сопоставимы с куруксайской свитой, а конгломераты лей — с кайрубакской свитой (см. рис. 1).

В Северном Китае неоген-четвертичная граница проводится по палеомагнитной инверсии Гаусс—Матуяма (2,48 млн лет), которая приходится на рубеж между нижним и верхним нихэванем. В лёссовых разрезах эта граница соответствует основанию лёссовой толщи (Liu Tung-sheng, Ding Meng-lin, 1982). Нихэваньские аллювиально-озерные отложения залегают на плиоценовых красных глинах. Начало формирования нихэваньских отложений отмечается, согласно палеомагнитным данным, в середине эпохи Гаусс (~3 млн л.н.). Верхненихэваньским субаквальным образованиям соответствует лёссовая толща учен. Возраст субаэральных образований учен рассматривается китайскими геологами в объеме палеомагнитной эпохи Матуяма, ниже эпизода Харамильо (Heller, Liu Tung-sheng, 1982). Эта толща представлена чередующимися между собой горизонтами красноцветных и красно-бурых палеопочв и горизонтами лёссов, содержащих карбонатные конкреции. Учитывая строение субаэральной толщи учен и ее палеомагнитную характеристику, с ней можно коррелировать эоплейстоценовые лёссово-почвенные образования Южного Таджикистана. Начало лёссообразования на Лёссовом плато фиксируется с 2,4 млн л.н. (Чжан Цзунху, 1982). В Южном Таджикистане лёссы стали формироваться с 2 млн л.н., а в некоторых разрезах, например в Карамайдане, лёссы, переработанные почвами, зафиксированы на уровне 2,4 млн лет.

Более молодые толщи Лёссового плато Китая — лиши и малань — относятся китайскими исследователями соответственно к среднему и позднему плейстоцену (по европейской шкале). Граница перехода от лёссов учен к лёссам лиши, устанавливающаяся несколько ниже эпизода Харамильо, примерно по 1,1 млн н., принята в качестве границы между нижним и средним плейстоценом (Heller, Liu Tung-sheng, 1982). В толще лёссов лиши отчетливо выражены бурые и коричневые ископаемые почвы, разделенные горизонтами лёссов. При корреляции горизонтов палеопочв и лёссов в разрезах Южного Таджикистана и Лёссового плато Китая важную роль играет такой маркер, как иверсия Матуяма-Брюнес. Этот маркер позволяет установить количество ископаемых почв (или педокомплексов), сформировавшихся за последние 0,73 млн лет. В Лочуаньской скважине, вскрывающей лёссово-почвенный разрез, инверсия Матуяма-Брюнес определена на уровне 8-й погребенной почвы (Heller, Liu Tung-sheng, 1982). По другим разрезам, изученным на Лёссовом плато (разрезы Пинлян, Сифэн), зафиксировано,

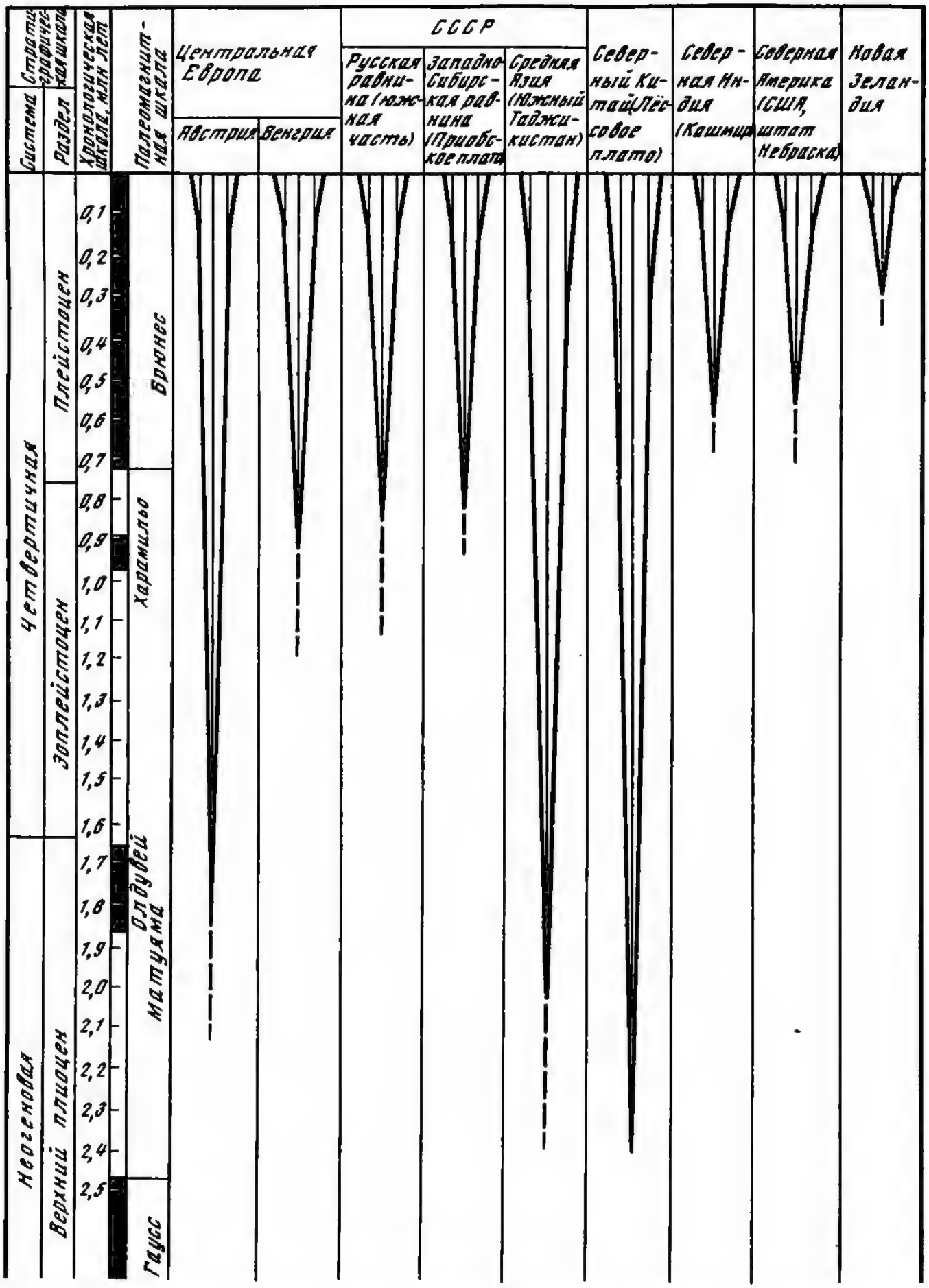


Рис. 2. Накопление лёссового материала в различных регионах земного шара

что в эпохе Брюнес заключено до девяти уровней почвообразования (Zhang Zonghu, 1984). Маланьский лёсс венчает субаэральный разрез и обычно рассматривается в интервале между 1-й ископаемой и современной почвами. В средней части маланьского лёсса выделяется темноцветная палеопочва (Black soil), разделяющая маланьский лёсс на нижний и верхний. Вопрос о возрасте маланьского лёсса решается исследователями по-разному. Во многом это определяется тем, как датировать 1-ю ископаемую почву. Например, было предложено коррелировать 1-ю палеопочву разреза Лочуань с 5-м ярусом изотопно-кислородной шкалы

(Heller, Liu Tung-sheng, 1982; Лю Дуншен и др., 1984). В таком случае маланьский лёсс должен рассматриваться в возрастном интервале примерно от 75 тыс. л.н. до голоцена. В другом варианте 4-я, 3-я и 2-я палеопочвы Лочуаня коррелируют с 5-м ярусом изотопно-кислородной шкалы. (Liu Ze-chun, 1982). Это означает, что 1-я ископаемая почва может сопоставляться с интерстадиальными событиями эпохи последнего оледенения, а возраст маланьского лёсса, следовательно, еще моложе. Мы склоняемся больше к последнему варианту корреляции маланьского лёсса, причем не исключено, что именно маланьский лёсс (интервал между 1-й ископаемой и современной почвами) отвечает последнему ледниковому максимуму (18 тыс. л.н.).

В Северном Китае, в районе Пекина, намечается три тектоно-климатических цикла продолжительностью каждый около 1,2 млн лет (Wu Xihao, 1983). Границы этих циклов устанавливаются на возрастных рубежах 3,5; 2,4; 1,2 млн л.н.

При межрегиональной корреляции плейстоценовой лёссово-почвенной шкалы Южного Таджикистана со стратиграфическими схемами Северного Китая, Европейской территории СССР и Западной Европы, а также с изотопно-кислородной шкалой можно констатировать, что основные климатостратиграфические подразделения хорошо прослеживаются на соответствующих стратиграфических уровнях. Однако существуют неясные вопросы, особенно касающиеся корреляции климатостратиграфических горизонтов в нижней части эпохи Брюнес. В этом интервале шкалы нет достаточно надежных геохронологических данных. Кроме того, следует отметить, что неясности возникают в результате существования разных мнений в понимании стратиграфических объемов таких широко известных горизонтов, как кромер, гольштейн, эем. Вместе с тем, несмотря на эти трудноразрешаемые вопросы, можно подметить и определенные закономерности. Например, инверсия Матуяма—Брюнес фиксируется, как правило, в горизонте, отражающем похолодание гляциального или стадиального типа. Последний межледниковый оптимум выделяется наиболее надежно, а в оценке его возраста мнения расходятся лишь в плане увеличения или уменьшения его стратиграфического объема. Заслуживает внимания также тот факт, что последний ледниковый максимум (18 тыс. лет) фиксируется во всех региональных стратиграфических шкалах Евразии как стадиал, которому в умеренных широтах соответствовало наибольшее похолодание, а в низких широтах аридных и семиаридных областей — наибольшее иссушение и континентализация климата, а также относительное похолодание.

Наконец, можно остановиться на результатах еще одной корреляции, касающейся начала этапа лёссообразования в разных регионах. В лёссовых областях Евразии это событие произошло неодновременно (рис. 2). При этом следует учитывать некоторую неполноту геохронологических данных, указывающих на возраст самых древних генераций лёссов, а также условность понимания древних, так называемых каменных, лёссов как образований, приравниваемых к плейстоценовым лёссам. Начало лёссообразования можно рассматривать как геологический рубеж, свидетельствующий о наступлении континентального и аридного климата. Этот рубеж является важным палеогеографическим репером при анализе истории развития палеосреды четвертичного периода. Как показывают приведенные на рис. 2 данные о возрасте древних лёссов[1], условия, благоприятные для их формирования в той или иной части суши, создавались не одновременно, а в зависимости от темпов развития перигляциальных явлений и аридизации палеоклимата. Рубеж, с которого начиналось в каждом регионе образование лёссов, свидетельствует, по-видимому, о критическом иссушении и увеличении суровости палеоклимата. Возможно, действовали и другие факторы, играющие

[1] Литературные источники, в которых аргументирован возраст древних лёссов различных регионов, рассмотрены в другой работе автора (Додонов, 1985).

важную роль в накоплении лёссового материала, такие, например, как мобилизация мелкозема и близость его источников к лёссовым зонам, динамическое состояние атмосферы (эоловый генезис лёссов), наличие благоприятных условий для аккумуляции и консервации тонкопылеватого материала. Если принять самый ранний рубеж начала лёссообразования 2,4 млн л.н. (см. рис. 2), то, по-видимому, очень вероятна его корреляция с началом холодной стадии претиглия в Нидерландах (около 2,4 млн л.н.). Геохронологический рубеж 0,9—0,7 млн л.н., с которым ассоциируется начало или усиление накопления лёссового материала в ряде районов суши, по-видимому, также отражает значительный этап увеличения похолодания и аридизации палеоклимата.

Подводя итог корреляционных построений регионального и межрегионального масштабов, можно сделать следующие выводы. Во-первых, сравнительно короткие климатические ритмы типа оледенений и межледниковый (особенно эффективно их проявление в плейстоценовой части шкалы — последние 0,75 млн лет) находят хорошее отражение в большинстве региональных стратиграфических схем Евразии. По предварительным данным складывается впечатление, что развитие ледниковых и межледниковых событий в разных ландшафтных зонах происходит более или менее синхронно, хотя можно ожидать смещения начала или конца явлений, указывающих на усиление похолодания или потепления, примерно на величину в первые тысячи лет. Во-вторых, как показывает анализ стратиграфических и геотектонических материалов, фазы тектогенеза, определявшие главным образом границы между крупными литостратиграфическими комплексами пород, происходили, по-видимому, с некоторым временны́м смещением на величину в первые сотни тысяч лет. В-третьих, из анализа данных о начале лёссообразования в разных регионах выясняется значительная диахронность начального этапа этого процесса, достигающая 1 млн лет и более, т.е. имеет место явное несовпадение этапов развития адекватных геологических процессов, происходивших в разных поясах и ландшафтных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

Агравал Д.П. Палеоклиматические изменения в позднем кайнозое в Кашмире // Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982. Т. 1. С. 6.

Додонов А.Е. Позднеплиоцен-четвертичный этап тектогенеза Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 10. С. 72—84.

Додонов А.Е. Изучение лёссово-почвенных образований (по материалам XI конгресса ИНКВА) // XI конгресс ИНКВА: Итоги и перспективы. М.: Наука, 1985. С. 112—121.

Додонов А.Е., Певзнер М.А., Пеньков А.М. Некоторые данные о геологическом строении и палеомагнетизме верхнеплиоцен-четвертичных отложений Северной и Центральной Индии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1979. N 49. С. 105—116.

Додонов А.Е., Пеньков А.В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан) // Там же. 1977. N 47. С. 67—76.

Додонов А.Е., Ранов В.А. Антропоген Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеолит // Четвертичная геология и геоморфология. 27-й МГК. Секция С. 03. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 67—81.

Кожевников А.В. Антропоген гор и предгорий. М.: Недра, 1985. 181 с.

Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977. Т. 1. С. 70—132.

Лю Дуншен, Дун Гуанжуан, Ан Чжишэн. Природная обстановка пустынных и лёссовых областей Китая в четвертичное время // Четвертичная геология и геоморфология. 27-й МГК. Секция С. 03. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 82—88.

Мавлянов Н.Г., Касымов М.Р. Находки палеолитического орудия в разрезе Аркутсай предгорной части Каржантауского хребта // Узб. геол. журн. 1984. N 3. С. 66—67

Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу: (Южный Таджикистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 9. С. 33—43.

Путеводитель экскурсии / Ред. А.Е. Додонов, Я.Р. Меламед, К.В. Никифорова. Международ. симпоз. по пробл.: "Граница неогена и четвертич. системы". М.: Наука, 1977. 183 с.

Чжан Цзунху. Литологический и стратиграфический анализ лёссовых разрезов Лёссового плато Китая // Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982. Т. 2. С. 323.

Agrawal D.P., Krishnamurthy P.V., Kusumgar S. et al. Chronostratigraphy of loessic and lacustrine sediments in the Kashmir valley, India // Acta geol. Acad. sci. hung. 1979. Vol. 24, N 1/4. P. 185—196.

Azzaroli A., Napoleone G. Magnetostratigraphic investigation of the Upper Siwaliks near Pinjor // Riv. ital. paleontol. 1982. Vol. 87, N 4. P. 739—762.

Badam G.L. Pleistocene fauna of India. Pune; Press Kirfoskar, 1979. 250 p.

Barry J.C., Lindsay E.H., Jacobs L.L. A biostratigraphic zonation of the middle and upper Siwaliks of the Potwar plateau of nerthern Pakistan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. Vol. 37, N 1. P. 95—130.

Burbank D.W., Johnson G.D. Intermontane basin development in the past 4 Myr in the northwest Himalaya // Nature. 1982. Vol. 298, N 5873. P. 432—436.

Burbank D.W., Johnson G.D. The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir Intermontane basin, northwestern Himalaya // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 43. P. 205—235.

Burbank D.W., Raynolds R.G.H. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan for deep // Nature. 1984. Vol. 311, N 5982. P. 114—118.

De Terra H., Paterson T.T. Stadies on the ice age in India and associated human cultures. Wash. (D.C.): Publ. Carn Inst., 1939. 354 p.

Gill W.D. The stratigraphy of the Siwalik series in the northern Potwar, Punjab, Pakistan // Quart. J. Geol. Soc. London. 1952. Vol. 107(4), N 428. P. 375—394.

Heller F., Liu Tung-sheng. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China // Nature. 1982. Vol. 300, N 5891. P. 431—433.

Johnson G.D., Zeitler P., Naeser C.W. et al. The occurrence and fission-trackages of late Neogene and Quaternaty volcanic sediments, Siwalik group, Northern Pakistan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. Vol. 37, N 1. P. 63—93.

Liu Tung-sheng, Ding Meng-lin. Pleistocene stratigraphy and Plio-Pleistocene boundary in China // Quaternary geology and environment of China. Beijing: China Ocean press, 1982. P. 1—6.

Liu Zechun. Climatostratigraphy of the sediments in the Peking man's cave // Ibid. 1982. P. 25—31.

Nanda A.C. Occurrence of the pre-Pinjor beds in the vicinity of Chandigarh // Neogene-Quaternary boundary field conf., India. 1979: Proc. Calcutta, 1981. P. 113—116.

Prasad K.N. Stadies on Neogene/Quaternary boundary in India and adjacent countries // Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B. 1982. Vol. 25, N 4. P. 455—462.

Rendell H. Pleistocene sequence in the Soan valley, northern Pakistan // South Asian archaeology, 1981. Cambridge: Univ. press, 1984. N 34. P. 3—9.

Sastry M.V.A. Status of Neogene-Quaternary boundary in India // Neogene/Quaternary boundary field conf., India, 1979: Proc. Calcutta, 1981. P. 1—4.

Tandon S.K., Kumar R., Koyama M., Niitsuma N. Magnetic polarity stratigraphy of the Upper Siwalik subgroup, east of Chandigarh, Punjab Sub-Himalaya, India // Yb. Geol. Soc. India. 1984. Vol. 25, N 1. P. 45—55.

Wu Xihao. The Quaternary glaciations and the tectono-climatic cycles in the Beijing area // Mar. geol. and Quatern. geol. 1983. Vol. 3, N 2. P. 120—121.

Zhang Zonghu. Lithological and stratigraphical analysis on loess profiles of the Loess Plateau in China // Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, 1984. P. 259—270.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 550.93

Х.А. АРСЛАНОВ, Н.В. ЛОКШИН, А.В. МАМЕДОВ, Б.Д. АЛЕСКЕРОВ,
С.А. ГЕРАСИМОВА, Н.И. ТЕРТЫЧНЫЙ, Т.В. ТЕРТЫЧНАЯ, С.Б. ЧЕРНОВ

О ВОЗРАСТЕ ХАЗАРСКИХ, ХВАЛЫНСКИХ И НОВОКАСПИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

(по данным радиоуглеродного и ураново-иониевого методов)

Ранее нами были опубликованы данные по геохронологии хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений, основанные на результатах датирования раковин моллюсков радиоуглеродным и ураново-иониевым методами (Арсланов и др., 1978).

Для дальнейшего обоснования и детализации хронологии трансгрессивных стадий Каспия авторы настоящей статьи произвели дополнительный отбор проб раковин моллюсков из хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений в Куринской низменности, в Северо-Восточном Азербайджане и на Апшеронском полуострове. С целью исключения переотложенных раковин на датирование были отобраны руководящие и массовые виды раковин, состав которых непосредственно на разрезах был палеонтологически определен Э.М. Асадуллаевым. Им же выполнены определения полного состава встречаемой в разрезах конхилиофауны и осуществлена идентификация изучаемых отложений на основе комплекса фауны. Датирование образцов раковин моллюсков из ранне- и позднехазарских отложений проводилось нами при помощи ураново-иониевого метода, из хвалынских и новокаспийских отложений — ураново-иониевым и радиоуглеродным методами. Для выявления возможности датирования радиоуглеродным методом древних образцов раковин моллюсков в методических целях проводилось параллельное датирование радиоуглеродным методом заведомо древних, запредельных для этого метода раковин из хазарских отложений.

Для обнаружения загрязнения раковин посторонним углеродом, ураном и ионием датирование образцов обоими методами проводилось по внешнему и внутреннему слоям раковин. Поверхностный слой (30% от веса раковин) удалялся растворением азотной кислотой. Значительная часть изученных образцов раковин удовлетворяла предъявляемым к ним требованиям (критериям надежности), приводимым в работе (Арсланов, Тертычный и др., 1976). Однако тонкостенные раковины Didacna paralella (обр. ЛУ-490 и образцы ЛУ-484, 485, 488), имеющие повышенное содержание урана — $(\sim 19-21)\cdot 10^{-6}$ г на 1 г образца, — не соответствуют предъявляемым требованиям и полученные датировки из-за большой вероятности привноса карбонатов и урана грунтовыми водами следует считать лишь минимальными.

Химическая подготовка проб и измерения проводились по ранее опубликованным методикам (Арсланов, 1972; Арсланов , Локшин и др., 1976). При вычислении возраста период полураспада ^{14}C принимался равным 5568±30 лет, ^{230}Th — 75200±1600 лет. Датирование образцов проводилось в лаборатории геохронологии НИИгеографии Ленинградского университета. Выбор конкретных разрезов для датирования, их геолого-геоморфологическая характеристика осуществлены А.В. Мамедовым и Б.Д. Алескеровым (Институт географии АН АзССР).

РАННЕХАЗАРСКИЕ (ГЮРГЯНСКИЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

Все три изученных разреза раннехазарских отложений расположены в Куринской низменности.

ЛУ-487 А[1] **⩾300000**

Раковины моллюсков Didacna cristata и D. ruzchencevi с глубины 1 м из средней части слоя глины в обнажении на юго-западном склоне хр.Малый Харами, в овраге Узундере, в 3 км севернее ст. Мунганли (близ г. Али-Байрамлы). Поверхность обнажения имеет абс. отметку 50 м. Датируемый слой, по определению Э.М. Асадуллаева, содержит типично раннехазарский вид дидакн — Didacna ruzchencevi (Asad.). Нижнехазарские отложения здесь подстилают дислоцированные под углом до 80° слои бакинского горизонта, которые содержат Didacna carditoides Andr., D. eulachia (Bog.) Fed. и другие виды бакинской фауны.

ЛУ-489 А **⩾300000**

ЛУ-489 В **⩾300000**

Раковины моллюсков Didacna paleotrigonoides Fed. и D. pallasi Prav. с глубины 0,5 м из отложений террасы абс. высотой 50 м на оконечности юго-западного склона хр. Малый Харами. Терраса, сложенная ракушняками и песками общей мощностью 2,5—3 м, срезает дислоцированные слои апшеронского яруса. Перечисленный комплекс фауны характерен для нижнехазарских отложений.

ЛУ-478 А **⩾300000** ($^{230}Th/^{234}U$) **28410±640** (^{14}C)

ЛУ-478 В **⩾300000** ($^{230}Th/^{234}U$) **30800±480** (^{14}C)

Раковины моллюсков Didacna subpyramidata и D. crassa с глубины 0,4—0,8 м в обнажении в 5 км к юго-востоку от г. Али-Байрамлы. Поверхность обнажения имеет абс. отметку около 0 м. Датируемый слой — глина зеленовато-серая мощностью 0,8 м — содержит типично нижнехазарскую фауну: Didacna subpyramidata, D. pallasi. Слой подстилается отложениями ракушняка того же возраста мощностью 3,7 м.

В дополнение к перечисленным датировкам приведем результаты определения возраста раковин Didacna pravoslavlevi, отобранных Л.Н. Невесской в 1953 г. на южном крыле хр. Чокрак, п-ов Челекен (обр. 117). Слой с фауной Л.Н. Невесская относит к хазарскому времени. Образец для датирования предоставлен В.Л. Яхимович (Плейстоцен..., 1986). Возраст этого образца по ураново-иониевому методу: ЛУ-831 А⩾200000 лет, ЛУ-831 В⩾200000 лет.

Согласно П.В. Федорову (1972, 1983), в раннехазарское время следует выделить три основные трансгрессии Каспия: ранняя нижнехазарская (палеосингильская), средняя нижнехазарская (сингильская) и поздняя нижнехазарская (косожская). По его мнению, на Кавказском побережье Каспия им соответствуют террасы, приподнятые соответственно до абс. отметок 160—170 м, 120—130 и 85—90 м. Ю.М. Васильев (1980, 1984) в раннем хазаре выделяет две трансгрессии: первая раннехазарская и вторая раннехазарская (косожская). К.А. Ализаде и др. (1977) на склонах предгорий Северо-Восточного Азербайджана выделяют несколько раннехазарских террас на абс. высотах 80—190 м. О.К. Леонтьев и др. (1976) на Дагестанском побережье к раннехазарскому времени относят только две террасы, находящиеся на абс. отметках 145—150 и 170 м, а более низкие террасы (80—85 м, 100—105 и 120—130 м), содержащие верхнехазарские формы Didacna surachanica Andr., D. nalivkini Wass., они относят к позднехазарскому времени. Однако на основании анализа конхилиофауны Т.А. Янина (1983) к раннехазарским отложениям относит террасы, развитые на абс. отметках 120—130 и 100—105 м, а к позднехазарскому времени — лишь террасы, поверхность которых имеет

[1] А — внешняя фракция раковин, В — внутренняя фракция.

абс. высоты 80—85 и 45—50 м. Максимальный уровень моря во время раннехазарской трансгрессии, по данным разных авторов, составляет от 4 до 20 м абс. высоты (Леонтьев и др., 1976; Шадрухин, Токаревский, 1985). Этот уровень также определялся высотой порога в долине Маныча, через который происходил слив вод раннехазарского моря в Азово-Черноморский бассейн (Васильев, 1984).

Ранее датированные отложения (⩾300 тыс. лет) в разрезе Ханалы—Кышлак (Кобыстан) П.В. Федоровым на основании анализа фауны были отнесены к верхнему баку, а отложения разреза Коби на Апшеронском полуострове — к низам раннего хазара или урунджикскому горизонту (Арсланов и др., 1978). Рассматриваемые в этой работе разрез Ачи-су в Дагестане и три нижнехазарских разреза в Куринской депрессии с возрастом ⩾300 тыс. лет, судя по комплексу типичных раннехазарских раковин моллюсков, относятся к ранне-нижнехазарской (палеосингильской) и средне-нижнехазарской (сингильской) трансгрессиям по классификации П.В. Федорова (1972, 1983), которым соответствует первая раннехазарская трансгрессия в Северном Прикаспии (Васильев, 1980, 1984). Как уже отмечалось, на Кавказском побережье разные исследователи неоднозначно датируют отложения террасы высотой 85—90 м. Поэтому на данном этапе исследований трудно определить, какая терраса на Кавказе соответствует косожским слоям в Северном Прикаспии, содержащим остатки хазарской (волжской) фауны млекопитающих. Ю.М. Васильев считает, что ранняя (сингильская) и поздняя (косожская) трансгрессии раннехазарского времени предшествуют днепровскому оледенению, поскольку кровля хазарских отложений на Нижней Волге и в Заволжье нарушена псевдоморфозами по ледяным жилам и прочими криогенными текстурами, обусловленными максимальным в среднем плейстоцене днепровским оледенением. Возраст днепровского оледенения, соответствующего 8-му изотопному ярусу океанической шкалы (Никифорова и др., 1984), датируется в интервале 279—244 тыс. л.н. (Morley, Hays, 1981).

Полученные древние значения возраста (⩾300 тыс. лет) свидетельствуют о том, что датированные раннехазарские отложения действительно являются более древними, чем отложения днепровского оледенения. Приведенные геохронологические результаты согласуются с представлениями многих исследователей о синхронности сингильских слоев раннехазарской трансгрессии с лихвинскими отложениями. В то же время актуальной геохронологической задачей в настоящее время является датирование раковин моллюсков из косожских (черноярских) слоев на Нижней Волге.

ПОЗДНЕХАЗАРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Азербайджане и Дагестане, по данным ряда исследователей, более высокая позднехазарская терраса приподнята до абс. отметок 75—85 м, более низкая — до 40—50 м (Ширинов, 1973; Леонтьев и др., 1976; Янина, 1983). Большинство исследователей считают, что уровень позднехазарского моря не превышал 0 м абс. высоты (Леонтьев и др., 1976; Федоров, 1983; Шадрухин, Токаревский, 1985).

Позднехазарские отложения ранее были продатированы ураново-иониевым методом в известном разрезе на правом берегу р. Шура-Озень, у северо-западной окраины аула Шамхад-Термен ДагАССР (Арсланов и др., 1978). По руководящему виду раковин Didacna surachanica Andr. были получены датировки 76000±4000 (ЛУ-432 В) и 81000±2000 лет (ЛУ-400 В). Недавно нами проведено повторное датирование раковин того же вида из той же партии отбора. Для внешней фракции получена датировка 63000±2100 л.н. (ЛУ-823 А), для внутренней — 78400±2600 лет (ЛУ-823).

ЛУ-480 А	**97000±3000**	**(^{230}Th/^{234}U)**	**31900±720**	**(^{14}C)**
ЛУ-480 В	**87000±2000**	**(^{230}Th/^{234}U)**		

Раковины верхнехазарских моллюсков Didacna pyramidata, D. crassa nalivkini Wass. взяты с глубины 0,5—0,6 м в обнажении в 5 км к юго-востоку от г. Али-Байрамлы. Местность имеет абс. отметку около 0 м. Разрез вскрывает морские отложения мощностью 1,5—2,0 м, представленные глинами (0,6 м), ракушняками (0,5 м) — датируемый слой — и песками (0,5—1 м).

ЛУ-474 А **29 000±480** (^{14}C)
ЛУ-474 В **87 600±4100** (^{230}Th/^{234}U) **⩾35910** (^{14}C)

Раковины моллюсков Didacna pyramidata, D. crassa nalivkini Wass. с глубины 2,5 м из обнажения в 150—200 м к юго-востоку от с. Хаджи-Кайраманлы на левом склоне отводного канала Али-Байрамлинской ТЭЦ. Абс. отметка поверхности обнажения около 0 м. В разрезе вскрывается толща мощностью 4,5 м, представленная сверху вниз почвенно-суглинистыми образованиями (2,5 м) и ракушняком (2 м), содержащим вышеперечисленные виды типично верхнехазарской фауны.

ЛУ-486 А **88 800±3600**

Раковины моллюсков дидакн с глубины 0,5—0,6 м из террасовых отложений с абс. отметкой 52 м в 1—1,5 км к северо-востоку от с. Хаджи-Кайраманлы в 300 м западнее горы Кюровдаг. Терраса сложена ракушняками (5 м) и песками (0,3—0,4 м). Датируемый слой ракушняка (5 м) содержит фауну Didacna incrassata Bog., D. praetrigonoides Nal., D. nalivkini Wass., что позволяет отнести его к верхнему хазару.

Приведенный перечень дополним датировкой раковин моллюсков Didacna porsuqelica из коллекции Л.А. Невесской (разрез Роз-Парсу-гель, п-ов Челекен). Ею раковины датированы хазарским временем. Образец предоставлен для датирования В.Л. Яхимович (Плейстоцен..., 1986). Получены значения возраста: ЛУ-830 А 100 000±3500 лет, ЛУ-830 В 85 000±2800 лет.

Перечисленные датировки хазарских отложений получены по раковинам моллюсков, удовлетворяющим определенным требованиям по физическим и радиохимическим критериям (Арсланов, Тертычный и др., 1976). Поэтому датировки этих образцов могут считаться приемлемыми. Однако жестким требованиям удовлетворяют далеко не все датируемые образцы раковин. Например, три образца типично позднехазарских раковин из отложений Апшеронского полуострова содержали высокую концентрацию урана — $(18{,}9—20{,}8)\cdot10^{-6}$ г/г раковин, что в 5—10 раз больше обычно наблюдаемой концентрации в ископаемых раковинах моллюсков. Такие образцы, как правило, дают резко заниженный возраст, что свидетельствует о более позднем привносе урана в образец грунтовыми водами. Четвертый образец позднехазарских раковин имел несколько завышенную концентрацию урана ($7\cdot10^{-6}$ г/ U/г раковин) и содержал даже во внутренней фракции изотоп ^{232}Th, что является признаком миграции изотопов тория. По указанным двум признакам нижеперечисленные четыре образца позднехазарских раковин не удовлетворяют условиям метода, и датировки являются минимальными.

1. Отложения террасы высотой 40—45 м у третьего промысла управления "Лениннефть" на правой стороне шоссе; терраса сложена чередованием ракушняков и песков (видимая мощность 6 м). Для раковин Didacna surachanica Andr. с глубины 1,4—1,6 м получены датировки 60 000±3000 (ЛУ-485 А) и 50 000±2800 лет (ЛУ-485 В).

2. Раковины моллюсков Didacna surachanica Andr., D. nalivkini Wass., D. vulgaris Andr. с глубины 0,6—1 м из террасы высотой 70—80 м над Каспием у северо-восточной окраины пос. Сураханы. Терраса сложена чередованием песков и ракушняков. Для этих раковин получены датировки 37 800±1800 (ЛУ-484 А) и 36 200±1600 лет (ЛУ-484 В).

3. Раковины моллюсков Didacna nalivkini Wass., D. vulgaris Andr. с глубины 0,5—0,6 м из террасы высотой 40—45 м в 1—1,5 км к югу от с. Маштаги. Поверх-

ность террасы покрыта серой почвой (15—20 см), под которой вскрываются галечники (0,3 м) и серые мелкозернистые пески (0,5—0,6 м). Датировка раковины — 33700±1500 лет (ЛУ-488 А).

4. Раковины моллюсков Didacna nalivkini Wass., D. vulgaris Andr. с глубины 1—1,3 м из террасы высотой 40—45 м к северо-западу от с. Забрат. Слой песка с фауной (0,3 м), из которого отобран образец, подстилается глинами (видимая мощность 0,3—0,4 м) и перекрывается суглинками (1 м). Датировки раковин составляют 67500±2900 (ЛУ-483 А) и 42800±2100 лет (ЛУ-483 В).

Таким образом, возраст позднехазарских отложений Дагестана, Азербайджана и п-ова Челекен, определенный по образцам раковин моллюсков, удовлетворяющим требованиям ураново-иониевого метода, укладывается в интервал времени от 78400±2600 до 100000±3500 лет. Указанные датировки аналогичны или лишь ненамного меньше значения датировок раковин моллюсков из отложений бореальной и карангатской трансгрессий Белого, Баренцева и Черного морей (85—115 тыс. лет), формировавшихся во время микулинского межледниковья (Арсланов и др., 1981; Арсланов, Гей и др., 1983). Как известно, микулинское (рисс-вюрмское) межледниковье по океанической геохронологической шкале (подъярус 5е) датируется в пределах 128—115 тыс. лет (Shackleton, Opdyke, 1973). В то же время датировки отложений бореальной, карангатской и позднехазарской трансгрессий по ураново-иониевому методу на 20—30 тыс. лет занижены по сравнению с датировками по изотопно-кислородной шкале. Наиболее вероятным механизмом занижения возраста является более поздний привнос в раковины урана, который обладает значительной миграционной способностью (Арсланов, Локшин и др., 1983). Ниже будет показано, что по этой причине тонкостенные раковины раннехвалынских моллюсков из песчаных отложений, промываемых грунтовыми водами, по ураново-иониевому методу всегда показывают заниженный возраст.

В пользу сопоставления позднехазарских отложений с образованиями микулинского межледниковья наряду с геохронологическими данными свидетельствуют геологические, палеонтологические и палинологические данные. Согласно П.В. Федорову (1972), позднехазарские отложения на Нижней Волге залегают с размывом на криотурбированных перигляциальных отложениях эпохи днепровского оледенения и перекрываются ательскими перигляциальными осадками, для которых характерна мамонтовая фауна, а в долине Западного Маныча позднехазарские (гирканские) отложения налегают на карангатские отложения или переслаиваются ими. На основании этих данных он считает, что позднехазарская трансгрессия происходила во время микулинского межледниковья. Аналогичного мнения придерживается В.К. Шкатова (1979). Основанием этому, по ее мнению, служит насыщенность позднехазарских осадков $CaCO_3$ и широкое развитие термофильных видов моллюсков, включая тропический вид из рода Corbicula. Согласно данным Ч.М. Халифа-Заде (1969), по соотношению Ca и Mg в раковинах позднехазарских моллюсков температура воды на побережье Азербайджана составляла 20°С, что на 1,5° теплее современного. Палинологические анализы донных осадков Среднего и Южного Каспия свидетельствуют о том, что в позднехазарское время климат был теплым и сухим и это обусловило развитие на суше степной растительности с подчиненным значением лесов (Сорокин, Чернышева, 1983).

Таким образом, совокупность геологических, палеонтологических, палеоботанических, геохимических и геохронологических данных с учетом присущего ураново-иониевому методу некоторого занижения возраста образцов раковин моллюсков дает возможность относить время образования позднехазарских осадков к микулинскому межледниковью. С этой оценкой возраста созвучны данные о том, что на Нижней Волге верхняя часть лиманных позднехазарских осадков нарушена морозобойными трещинами и местами без перерыва переходит в ательские перигляциальные пески и суглинки, характеризуемые мамонтовым комплексом (Васильев, 1980).

Зак. 233

К ст. *М.В. Сотниковой*

Таблица I

Таблица 1. Canis variabilis Pei.

Нижняя челюсть: 1, 3, 4, 6 – вид сбоку; *2, 5* – вид сверху

Таблица II. Canis variabilis Pei.

Верхняя челюсть: *1, 2, 6* — вид сверху; нижняя челюсть: *3* — вид сверху, *4, 5, 7* — вид сбоку

РАННЕХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения раннехвалынской трансгрессии на Нижней Волге залегают на ательских слоях, во время формирования которых на Каспии имела место регрессия до абс. отметки –50 м (ательская регрессия). Согласно П.В. Федорову (1983), ательская свита Нижнего Поволжья содержит пыльцу холодолюбивой флоры и мамонтовую фауну и соответствует ранневалдайскому оледенению. Эту точку зрения разделяют Ю.М. Васильев (1980) и ряд других исследователей.

Раннехвалынская трансгрессия оставила ненарушенные террасовые поверхности на абс. отметках 48—50 и 22—25 м (Васильев, 1980; Федоров, 1983). О.К. Леонтьев и др. (1976), кроме террас на отметках 48—50 и 25 м, на Кавказе выделяют раннехвалынские террасы на абс. отметках 14 и 6 м, а А.В. Мамедов (1979) — террасы 34—36, 15—17 и 4—6 м.

Раннехвалынские осадки Кавказского побережья и Северного Прикаспия содержат лишь тонкостенные раковины моллюсков, практически малопригодные для датирования радиоуглеродным и ураново-иониевым методами. Ранее датированные нами раннехвалынские раковины моллюсков Didacna paralella в разрезах на левом берегу р. Рубас и в 700 м южнее устья р. Манас (ДагАССР) по радиоуглеродному и ураново-иониевому методам показали явно заниженный возраст — в пределах 9,6—12,7 тыс. лет (Арсланов и др., 1978). Уменьшение возраста авторами было интерпретировано как результат проникновения в тонкостенные раковины, залегающие в водопроницаемых отложениях (песках), посторонних карбонатов и урана. В настоящее время нами продатированы раннехвалынские отложения в Азербайджанском Прикаспии.

ЛУ-490 А **18800±1100** ($^{230}Th/^{234}U$) **12520±140** (^{14}C)

Раковины моллюсков Didacna paralella Bog. с глубины 6 м из отложений террасы абс. высотой 20—22 м в 1,5 км к северо-востоку от пос. Сиазань (АзССР). Терраса сложена чередованием бурых, желто-бурых и желтовато-серых глин и мелкозернистых глинистых песков общей мощностью 7 м. Датируемый слой — бурый глинистый песок, переходящий в низах в ракушняк, — имеет мощность 0,5 м. Для датирования отбирались на разрезе наиболее крупные экземпляры раковин, из них отделялись толстостенные фрагменты. Специальный отбор толстостенных фрагментов, вероятно, благотворно отразился на определении возраста образца по ураново-иониевому методу. Получен наибольший возраст (~19 тыс. лет) для раннехвалынских раковин. Тем не менее резко заниженный возраст этого образца по ^{14}C и приуроченность его к водопроницаемым пескам могут свидетельствовать о привносе карбонатов грунтовыми водами и, возможно, проникновении с ними в образец постороннего урана, приводящего также к уменьшению возраста. Поэтому полученную датировку (~19 тыс. лет) мы рассматриваем лишь как минимальный возраст. Для раннехвалынских отложений Северного Прикаспия (с. Золотухино) в лаборатории МГУ получена радиоуглеродная датировка 18460±220 лет (МГУ-22) (Свиточ и др., 1981). Эти датировки свидетельствуют о том, что раннехвалынская трансгрессия произошла не позднее максимума поздневалдайской ледниковой стадии (18—20 тыс. л.н.) и не связана с этапом деградации поздневалдайского ледникового покрова.

С целью установления предела возраста и выявления геохимических закономерностей изменения определяемого возраста нами продатирован в дополнение к перечисленным ряд образцов раковин моллюсков из раннехвлынских отложений в низовьях Волги и Урала, а также на восточном берегу Каспия.

Четыре образца специально для датирования были отобраны В.Н. Синяковым в 1981 г. из раннехвалынских отложений на Нижней Волге. Приведем краткое описание разрезов, представленное этим исследователем, и состав фауны, которую любезно определил П.В. Федоров.

ЛУ-1358 **11390±200** (^{14}C)

Тонкостенные дидакны из толщи раннехвалынских шоколадных глин с глубины 4,0—4,35 м в карьере "Сорочий Лиман" на 45-м км дороги Волгоград—Астрахань. Вскрытая мощность шоколадных глин — 6,7 м (интервал глубин 2,3—9,0 м). Среди тонкостенных хрупких раковин П.В. Федоровым определены Didacna ebersini Fed., D. cf. paralella Bog., D. protracta Eichw., Monodacna caspia Eichw., Adacna plicata Eichw., Dreissena distincta Andrus

ЛУ-1353 **12690±100 (^{14}C)**

Раковины моллюсков Dreissena polymorpha Pall. с глубины 3,0—3,3 м в обнажении на южной окраине с. Соляния Астраханской обл. Нижнехвалынские отложения мощностью 1,7 м (интервал глубин 1,6—3,3 м) представлены переслаиванием шоколадных глин и алевритов. Они подстилаются ательскими суглинками. Среди отобранных раковин определены Dreissena polymorpha Pall., (преобладает), Didacna protracta Eichw., Mondacna caspia Eichw.

ЛУ-1357 **12210±150 (^{14}C)**

Раковины моллюсков Dreissena polymorpha Pall. с глубины 2,5—2,7 м из нижнехвалынских отложений в карьере вблизи с. Пологое Займище, находящемся в 10 км от обнажения у с. Соляния. Нижнехвалынские отложения (0,3—2,7 м) подстилаются ательскими суглинками (2,7—10 м). В образце раковин определены Didacna protracta Eichw., D. cf. protracta Eichw. (выпуклые раковины), D. ebersini Fed., Dreissena polymorpha Pall., Dr. distincta Andr.

ЛУ-1359 **10200±300 (^{230}Th/^{234}U)** **12010±340 (^{14}C)**

Раковины дидакн из того же разреза, отобранные из осыпи у стенки карьера на палеонтологический анализ. В отобранном образце определены Didacna cf. praetrigonoides Nal., D. protracta Eichw., Adacna plicata Eichw., Dreissena polymorpha Pall.

По заключению П.В. Федорова, фауна образцов ЛУ-1353, ЛУ-1357, ЛУ-1358 является, безусловно, раннехвалынской, а фауна образца ЛУ-1359 — хвалынской; присутствие раковин моллюсков Didacna cf. praeotrigonoides Nal. не позволяет уверенно датировать фауну нижнехвалынской. Возможно, это верхнехвалынская фауна.

ЛУ-801 А **13000±500 (^{230}Th/^{234}U)**
ЛУ-801 В **15900±600 (^{230}Th/^{234}U**

Раковины моллюсков Didacna protracta Eichw. из нижнехвалынских отложений (шоколадных глин) в обнажении у с. Копановка на Нижней Волге. Образец представлен Г.И. Поповым.

ЛУ-826(А+В) **24200±700 (^{230}Th/^{234}U)**
ЛУ-1361 **13920±740 (^{14}C)**

Раковины моллюсков Didacna delenda из нижнехвалынских отложений Красноводского полуострова. Образец отобран Л.А. Невесской в 1952 г. Представлен для датирования В.Л. Яхимович (Плейстоцен..., 1986).

В 1982 г. В.Л. Яхимович специально для датирования отбирала серию образцов раковин моллюсков из раннехвалынских отложений в нижнем течении р. Урал. Для геохимической интерпретации определений возраста приведем датировки этих раковин: 1) разрез оз. Индер, Didacna subpiramidata, 14100±500 лет, ЛУ-841; D. protracta, 14900±400, ЛУ-847 В; 2) разрез Мегренево, D. protracta, 11900±400, ЛУ-843; 3) разрез Кожехарево, D. protracta, D. subpyramidata 11700±1500, ЛУ-844; D. protracta, 13500±700, ЛУ-845; 4) пос. Чапаев, D. protracta плохой сохранности, 15240±600, ЛУ-846 А. Перечисленные датировки получены при помощи урановоиониевого метода. Два образца этой серии параллельно датированы и радио-

углеродным методом: оз. Индер, 11490±380 лет, ЛУ-841; пос. Чапаев, 11830±200 лет, ЛУ-846 А.

Анализ приведенных датировок показывает, что возраст большинства тонкостенных раннехвалынских раковин является таким же или даже меньшим, чем возраст толстостенных, хорошо сохранившихся раковин из более молодых позднехвалынских отложений (Арсланов и др., 1978). Таким образом, налицо отчетливое занижение возраста подавляющего большинства раннехвалынских раковин моллюсков. Путем датирования раковин радиоуглеродным и урано-ониевым методами ранее было установлено, что толстостенные, хорошо сохранившиеся раковины из голоценовых и позднехвалынских отложений показывают близкий возраст по обоим методам, а более древние раковины по радиоуглеродному методу дают значительно меньший возраст, чем по ураново-ониевому (Арсланов и др., 1981). Эта закономерность характерна и для образцов ЛУ-474, ЛУ-478 и ЛУ-490, рассматриваемых в данной работе. Резкое занижение радиоуглеродного возраста древних раковин обусловлено привносом в них более молодых карбонатов из грунтовых вод. Проникновение 1% современных карбонатов занижает возраст бакинских и хазарских раковин до 37000 лет. О возможности загрязнения ионной кристаллической структуры карбонатов раковин свидетельствует более молодой возраст внешнего слоя раковин по сравнению с внутренним (Арсланов, 1971, 1972). Тонкостенные раннехвалынские раковины, залегающие в большинстве случаев в водопроницаемых отложениях, в том числе и трещиноватых шоколадных глинах, подвержены просачиванию грунтовых вод, которые привносят в образец более молодые карбонаты и уран. Между тем условия обоих методов требуют, чтобы система в процессе захоронения образца оставалась закрытой. Сейчас, после датирования большой серии образцов, стало очевидно, что тонкостенные раннехвалынские раковины моллюсков из водопроницаемых отложений Кавказского побережья и Северного Прикаспия в подавляющем большинстве случаев дают резко заниженный возраст. В связи с этим нельзя согласиться с мнением А.А. Свиточа и др. (1981, 1985) о временно́м интервале раннехвалынской трансгрессии 20—11 тыс. л.н., установленном на основе омоложенных радиоуглеродных датировок тонкостенных раковин. Толстостенные, хорошо сохранившиеся раковины из отложений типично позднехвалынской террасы с абс. отметкой 0 м (разрезы Дуванный, Бабазанапский увал) по ураново-ониевому методу показывают возраст 16510±710, 14400±400 лет, а по радиоуглеродному методу — 14600±210 и 12330±140 лет (Арсланов и др., 1978). Датировки этих раковин намного более достоверны, чем тонкостенных раннехвалынских.

Обращает на себя внимание довольно древний возраст сравнительно толстостенных раковин Didacna delenda из раннехвалынских отложений Красноводского полуострова (24200±700 лет, ЛУ-826). Однако датирование произведено по раковинам, отобранным Л.А. Невесской на палеонтологический анализ, и образцы хранились после отбора более 30 лет. Поэтому на основании этой единственной даты невозможно сделать какие-нибудь геохронологические выводы. В то же время очевидно, что датирование более толстостенных раннехвалынских раковин восточного побережья Каспия может способствовать установлению геохронологии раннехвалынской трансгрессии — крупнейшего палеогеографического события позднего плейстоцена. Наряду с этим крайне важно продолжать поиски для датирования органического материала, включая и ископаемые кости, в периферийных участках раннехвалынского моря.

ПОЗДНЕХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По единодушному мнению исследователей, максимальному уровню позднехвалынского моря соответствует терраса с абс. отметкой около 0 м. Кроме максимального, на Кавказском побережье отмечается еще два уровня береговых линий на абс. отметках: –(10—12) и –(16—18) м (Леонтьев и др., 1976; Мамедов, 1979).

В дополнение к ранее датированным образцам из позднехвалынских отложений, возраст которых укладывается в интервал от 17760±520 до 13800±400 лет ($^{230}Th/^{234}U$) и от 14600±210 до 12480 лет (^{14}C), нами продатирован еще один разрез.

ЛУ-479 А	**11800±850**	**($^{230}Th/^{234}U$)**	**11210±90**	**(^{14}C)**
ЛУ-479 В	**12900±350**	**($^{230}Th/^{234}U$)**	**11340±160**	**(^{14}C)**

Раковины моллюсков Didacna praetrigonoides и D. baeri gr. с глубины 2—2,3 м из отложений террасы абс. высотой –11 м на южном склоне холма в 48 км от Баку, между ж.-д. станциями Насосный и Яшма, в 300 м к северу от шоссе. Терраса сложена песками, галечниками и ракушняками общей вскрытой мощностью 2,4 м. Датируемый слой состоит из мелкозернистого песка (0,3 м) и содержит в большом количестве раковины позднехвалынских дидакн: Didacna praetrigonoides Nal. cf. Anis., D. trigonoides Pall.

Радиоуглеродный возраст образца ЛУ-479 является наименьшим среди датированных позднехвалынских раковин Кавказского побережья Каспия. Прежние радиоуглеродные датировки находились в интервале 14,6—12,5 тыс. лет (Арсланов и др., 1978). В то же время возраст по ураново-ониевому методу образца ЛУ-479 примерно на 1,5 тыс. лет древнее радиоуглеродного. Эта тенденция четко наблюдается и для ранее полученных датировок позднехвалынских отложений. Расхождение возраста частично может быть обусловлено известным омоложением радиоуглеродного возраста на 800 лет по сравнению с календарным (по крайней мере за период ~10—6 тыс. ^{14}C лет) вследствие вариаций космических лучей и проникновения в раковины более молодых карбонатов. Полученные данные противоречат мнению А.А. Свиточа и др. (1985) о том, что на основе ^{14}C-данных позднехвалынское время датируется 9—7 тыс. лет, а новокаспийское время — менее 6 тыс. лет. Наши данные в сочетании с серией датировок позднехвалынских отложений в интервале от 15300±370, ЛГ-73 Б до 12350±190 лет, Мо-460 (Проблемы..., 1971) убедительно показывают, что радиоуглеродный возраст позднехвалынских отложений укладывается в интервал от ~15,3 до 11,3 тыс. лет, а возраст по ураново-ониевому методу ~16,5 до 12,9 тыс. лет.

НОВОКАСПИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения Дербентской банки — древнего берегового бара, находящегося на глубине 20—22 м от современного уровня Каспия, — по данным фаунистических исследований В.И. Артамонова, формировались в начале новокаспийского времени. В этих осадках была найдена новокаспийская фауна — Cerastoderma Lamarcki и Didacna novocaspia glas. Эта регрессия, последовавшая за позднехвалынской трансгрессией, получила название мангышлакской. По данным О.К. Леонтьева и Г.И. Рычагова (1982), может быть выделено не менее пяти стадий новокаспийской трансгрессии, береговые линии которых располагались на абс. высоте от –20 до –24 м.

На северном побережье Апшеронского полуострова раковины моллюсков из отложений террасы высотой –20 м были датированы радиоуглеродным методом в 5540±110 лет, а ураново-ониевым — 6400±300 лет (Арсланов и др., 1978). Аналогичные датировки раковин из новокаспийских отложений (5390±110, 6400±350 лет) были получены и в лаборатории географического факультета МГУ (Свиточ и др., 1981). В этой работе мы приводим более древние датировки наиболее высоких уровней Каспия в голоцене.

ЛУ-481 А	**5570+300**	**($^{230}Th/^{234}U$)**	**8250+120**	**(^{14}C)**
ЛУ-481 В	**6970±500**	**($^{230}Th/^{234}U$)**	**7720±70**	**(^{14}C)**

Раковины моллюсков Didacna pyramidata (Grimm), D. baeri (Grimm), D. crassa (Eichw), D. trigonoides с глубины 0,8—1,3 м из отложений террасы абс. высотой –15 м (13 м над уровнем Каспия) к северу от ж.-д. ст. Килязи, в 500—600 м от берега

Каспия у старого рыбного промысла, Северо-Восточный Азербайджан. Слой песка (0,2 м), из которого отобран образец, подстилается прослойкой ракушечного детрита (0,2 м) и перекрывается галечником (0,8—0,9 м) и почвенным горизонтом (0,1 м). Согласно Э.М. Асадулаеву, вышеперечисленная фауна является нижненовокаспийской.

ЛУ-475 А	**7800±500**	**(^{230}Th/^{234}U)**	**7590±80**	**(^{14}C)**
ЛУ-475 В	**—**		**7840±90**	**(^{14}C)**

Раковины моллюсков Didacna baeri, D. pyramidata, D. trigonoides с глубины 1,3—1,4 м из террасовых отложений в 3 км к юго-востоку от рыбного промысла N 4 Зорат и в 1 км от берега Каспия на левом склоне канала, Прикаспийский район, Северо-Восточный Азербайджан. Терраса (высота –11 м) сложена глинами, песками, ракушняками, детритусовыми известняками и галечниками общей мощностью 2,2 м. Датируемый слой ракушняка (0,3 м) содержит вышеперечисленную нижненовокаспийскую фауну.

ЛУ-476 А	**2550±470**	**(^{230}Th/^{234}U)**	**1460±60**	**(^{14}C)**
ЛУ-476 В	**1300±500**	**(^{230}Th/^{234}U)**	**1510±70**	**(^{14}C)**

Раковины моллюсков Didacna pyramidata и D. crassa с глубины 0,4—0,7 м из слоя ракушняка (0,3—0,4 м), вскрытого в шурфе на склоне берегового вала абс. высотой –22 м в 30 м к востоку от места взятия образца ЛУ-475. В датируемом слое содержится типично новокаспийская фауна Didacna pyramidata, Cardium edule.

Приведенные датировки новокаспийских отложений имеют большое значение для обоснования геохронологии новокаспийского этапа эволюции Каспия в двух аспектах: 1) устанавливают время наибольшего уровня Каспия в голоцене около 8 тыс. л.н.; 2) показывают, что довольно высокий уровень Каспия (-22 м) существовал всего 1500—2000 л.н. (датировки образцов ЛУ-476, Зорат, и ЛУ-190, Мамедкала, ДагАССР) (Арсланов и др., 1978).

ЛИТЕРАТУРА

Ализаде К.А., Векилов Б.Г., Асадуллаев Э.М., Карягды С.К. Стратиграфия морских антропогеновых отложений Азербайджана // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 61—67.

Арсланов Х.А. Об увеличении надежности датирования по радиоуглероду отложений верхнего плейстоцена // Радиоуглерод. Вильнюс, 1971. С. 205—214.

Арсланов Х.А. Химическая подготовка проб для радиоуглеродных исследований // Дендроклиматохронология и радиоуглерод. Каунас, 1972. С. 249—270.

Арсланов Х.А., Гей Н.А., Измайлов Я.А. и др. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднеплейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вестн. Ленингр. ун-та. Геология, география. 1983. N 12. С. 69—79.

Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К. и др. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1978. N 48. С. 39—48.

Арсланов Х.А., Евзеров В.Я., Тертычный Н.И. и др. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоев) на Кольском полуострове // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 28—37.

Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Тертычный Н.И. Определение урана и тория в карбонатных образцах методом распределительной хроматографии с обращенной фазой // Методические исследования в области абсолютной геохронологии. М., 1976. С. 88—90.

Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Тертычный Н.И. О сорбции и выщелачивании урана в биогенном карбонате кальция // Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара "Методы изотопной геологии". М., 1983. С. 180—182.

Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Локшин Н.В. К вопросу о датировании морских раковин моллюсков по отношению ^{230}Th/^{234}U // Геохимия. 1976. N 11. С. 1724—1734.

Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука, 1980. 172 с.

Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, 1984. 58 с.

Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И. и др. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976. Вып. 5. С. 49—63.

Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. О голоценовой истории Каспийского моря // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 134—146.

Мамедов А.В. Палеогеография Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле. 1979. N 6. С. 40—48.

Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И. Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена) // Четвертичная геология и геоморфология. 27-й МГК. Секция С.03. Доклады. М., 1984. Т. 3. С. 22—32.

Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа, 1986.

Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: ВГО, 1971. 321 с.

Свиточ А.А., Горбаренко С.А., Куренкова Е.И. и др. Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 1981. 180 с.

Свиточ А.А., Шлюков А.И., Янина Т.А. Хронология плейстоценовых трансгрессий Каспия по данным абсолютного датирования (обсуждение результатов) // Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Всесоюз. конф. М., 1985. С. 47.

Сорокин В.М., Чернышева М.Б. Позднечетвертичные изменения климата по данным изучения осадков Каспийского моря // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1983. N 6. С. 24—29.

Федоров П.В. Подразделение хазарских отложений и их положение в шкале каспийского плейстоцена // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Вып. 2. С. 81—87.

Федоров П.В. Некоторые вопросы палеогеографии Каспия и Арала в позднем плиоцене и плейстоцене // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М.; Изд-во МГУ, Ч. 1. С. 9—17.

Халифа-Заде Ч.М. Изменение магнезиальности // Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР: Тез. докл. 1-го семинара секции методов фациального анализа и палеогеографии... (25—28 февраля). Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 14—15.

Шадрухин А.В., Токаревский О.Г. К вопросу о колебаниях уровня Каспия в плиоцене и плейстоцене // Вопросы геологии и геофизики Прикаспия. Саратов, 1985. С. 3—12.

Ширинов Н.Ш. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. Баку, 1973. 216 с.

Шкатова В.К. Гипотетическая климатическая кривая основных этапов осадконакопления Каспийского моря в позднем плейстоцене // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 112—115.

Янина Т.А. Палеогеография дагестанского побережья Каспия в среднем плейстоцене: (По малакофаунистическим данным) // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М.: Изд-во МГУ, 1983. Ч. 1. С. 35—42.

Morley J.J., Hays J.D. Toward a high-resolution, global, deep-sea chronology for the last 750000 years // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53, N 3. P. 279—295.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28—238: Oxygen isotope temperature and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year scale // Quatern. Res. 1973. Vol. 3, N 1. P. 39—55.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551.79 (282. 247.31)

А.Н. СИМОНОВ, А.Н. СТЕПАНОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Изучение строения плейстоценовых погребенных долин, развитых в пределах Печорской низменности, и восстановление истории их формирования представляют на данном этапе исследований достаточно сложную задачу. Трудности, которые возникают при изучении палеопотамологии ледниковых областей, обусловлены "сложными взаимоотношениями, взаимодействием ледниковой и аллювиальной формации" (Горецкий, 1980, с. 269).

В южной части Печорской низменности в настоящее время нет достаточного количества опробованных буровых скважин, необходимых для более или менее полного восстановления очертаний плейстоценовой палеогидросети и строения толщ выполняющих их осадков на всем ее протяжении. Имеющиеся данные позволяют высказать предположение о наличии здесь крупной магистральной древней погребенной долины субмеридионального направления с рядом боковых притоков, которая проходит от Печоро-Камского водораздела западнее современной долины р. Печоры и вдоль меридионального отрезка долины р. Северная Мылва по направлению к Троицко-Печорску. Примерно от широты Троицко-Печорска и по крайней мере до Савиноборских врезанных меандр р. Печоры располагается огромная Троицко-Печорская погребенная котловина шириной до 40—50 км, выполненная мощной (до 100 м), сложно построенной толщей ледниковых, озерных и аллювиальных отложений. Далее к северу, пересекая в районе Войских врезанных меандр р. Печоры область новейших поднятий, приуроченных к зоне сопряжения антиклинальных сооружений Печоро-Малоземельского вала и увалистой полосы Урала, погребенная долина р. Печоры резко суживается и прослеживается далее на север до устья р. Усы и нижнего течения р. Колвы.

Настоящая сводка составлена в основном по материалам буровых работ Гидропроекта, произведенных по участкам Усть-Войского, Митрофановского, Покчинского, Троицко-Печорского и Усть-Илычского створов, пересекающих современную долину р. Печоры, и в районе Печоро-Камского водораздела (Симонов, 1973; Степанов, 1974, 1976; Юдкевич, Симонов, 1976). Несмотря на значительную удаленность изученных участков друг от друга, имеющиеся по ним материалы детального бурения дают достаточно наглядное представление об основных особенностях строения погребенных долин в трех различных палеогеографических аренах Печорской низменности, в пределах которых эти долины обладают определенными специфическими чертами строения. Это — районы Печоро-Камского водораздела, Троицко-Печорской котловины и Войских меандр.

Печоро-Камский водораздел благодаря относительно спокойной гляциодинамической обстановке в период существования днепровского ледникового покрова и незначительным врезам современных долин мелких рек характеризуется наи-

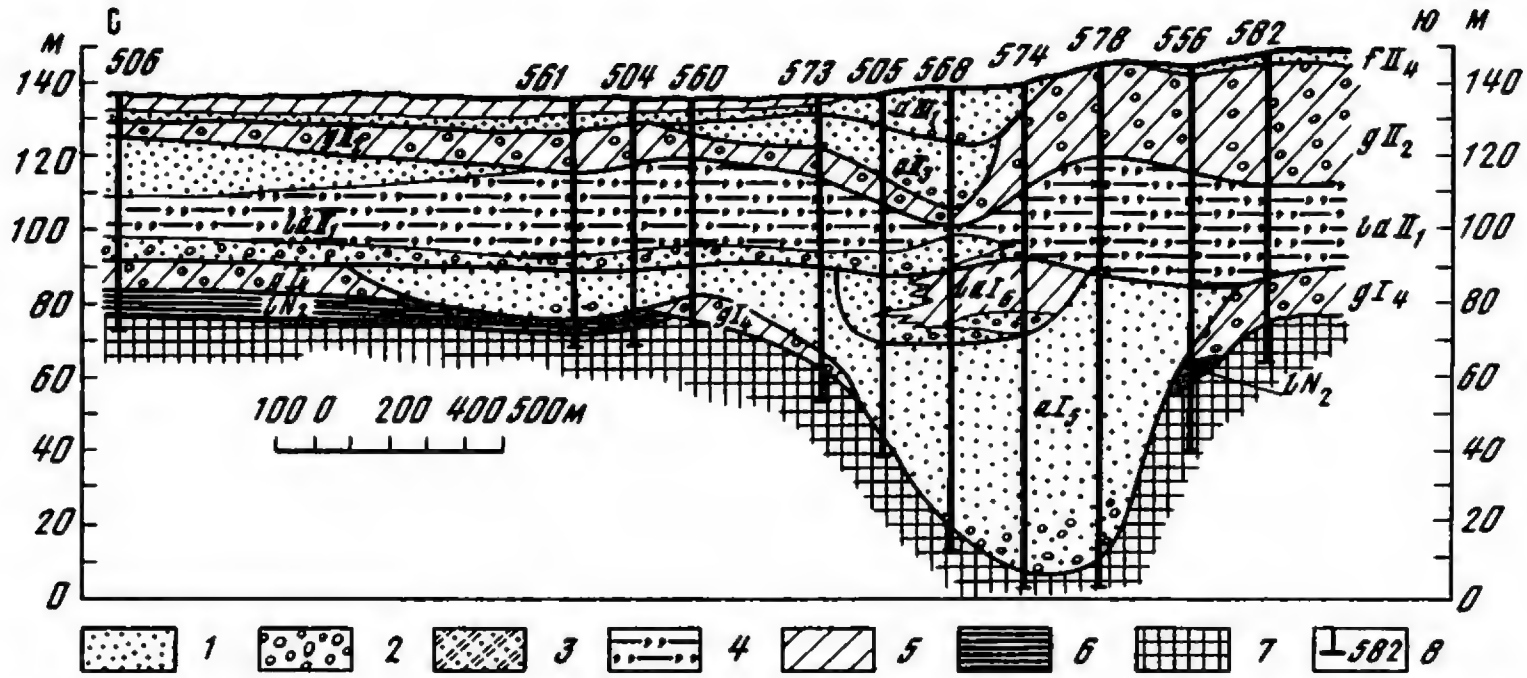


Рис. 1. Строение палеодолины р. Печоры севернее оз. Чусовского (район Печоро-Камского водораздела)

1 — песок, *2* — гравий, галька, *3* — супесь, *4* — алеврит, *5* — суглинок, *6* — глина, *7* — дочетвертичные породы, *8* — скважина и ее номер. Генетические типы отложений: *a* — аллювиальный, *l* — озерный, *la* — озерно-аллювиальный, *f* — флювиогляциальный, *g* — гляциальный, *lg* — озерно-гляциальный, *pr* — покровный комплекс

большей полнотой и сохранностью разреза мощных (до 130—140 м) толщ нижне- и среднеплейстоценовых отложений, выполняющих древние погребенные долины. Достаточно хорошо он изучен с точки зрения стратиграфического расчленения этих отложений (Степанов, 1974, 1976), что позволяет нам предложить его в качестве опорного стратотипа для отложений данного возрастного интервала районов южной части Печорской низменности. Вследствие этого их характеристика дана для данного района несколько более подробно.

На водоразделе Печоры и Камы бурением обнаружена меридиональная озерная котловина, располагающаяся севернее оз. Чусовского. Ширина ее колеблется от 10 до 16 км, а протяженность около 34—40 км. На рис. 1 показан лишь фрагмент строения этой озерной котловины. Нижнюю, узкую и глубокую, часть палеодолины выполняет мощная толща преимущественно песчаных отложений мощностью до 75 м и с минимальными абсолютными отметками ее подошвы около 9—13 м (110—115 м и ниже современной межени).

В составе толщи преобладают среднезернистые пески, в основании которых в самых нижних глубоких частях долины прослеживается базальный горизонт мощностью до 12 м. Лишь иногда в толще песков отмечаются прослои супесей и единичные маломощные линзы суглинков и глин. Базальный горизонт состоит из неокатанных и слабоокатанных обломков, щебенки и дресвы аргиллитов, песчаников с примесью гравия и гальки кварца, кремня, окремнелого песчаника, кварцита. Повышенная мощность песчаной части толщи описываемых отложений, отсутствие в их разрезе характерной смены отложений различных фаций, свойственных нормальному аллювию, слабая окатанность обломочного материала, слагающего базальный горизонт, придают толще черты, свойственные гляциоаллювиальным свитам, выделенным Г.И. Горецким в бассейнах Камы, Волги и других рек.

Палинологические исследования, проведенные Л.С. Тюриной, показали, что накопление толщи происходило в течение двух фаз развития растительности (рис. 2,3). Ниже части разреза (примерно 15—20 м) образовались в фазу преимущественного развития сосновых лесов. Верхняя, бóльшая по мощности, часть толщи формировалась во вторую фазу развития сосново-еловых лесов. Спорово-пыльцевой спектр этой части разреза отражает распределение на прилегающей территории хвойных лесов, состоящих из ели, сосны, березы с незначительной примесью широколиственных пород. В целом вся эта толща характеризуется

спорово-пыльцевым спектром лесного типа: пыльца древесных пород составляет 58—95%, пыльца травянистых растений — 3—23%, споры — 2—19%.

Сравнение полученных палинологических материалов, характеризующих отложения нижних частей палеодолины Печоры, со спектрами отложений венедской свиты, развитой в долине р. Волги — скважины в Городецком районе и Жигулях (Горецкий, 1966), выявили их большое сходство. Как и в спектре междуречья Печоры и Камы, во всей толще венедского аллювия р. Волги пыльца древесных пород количественно преобладает над пыльцой травянистых растений; характерны небогатые по составу спектры. В отложениях встречено 17 видов преимущественно пресноводных диатомовых водорослей.

Ассоциация акцессорных минералов песчаной толщи разреза роговообманково-эпидотовая. Содержание пирита колеблется от 0,3 до 17,0%, возрастая к основанию толщи. Базальный горизонт имеет сходную минералогическую характеристику, однако содержание пирита доходит до 8,2%. На обогащение пиритом пород венедской свиты гляциоаллювия в бассейне р. Камы указывает и Г.И. Горецкий (1964), который рекомендует использовать его как наиболее устойчивый отличительный признак для этих отложений в данном районе.

Породы толщи слабокарбонатные (до 4,5%), а в нижних горизонтах в единичных случаях отмечена незначительная засоленность прослоев суглинков и глин (содержание хлор-иона до 0,46%), обусловленная разгрузкой высокоминерализованных вод пермских отложений, слагающих борта долины.

Судя по общему положению в разрезе плейстоценовых отложений данного района и учитывая характер присущих ей спорово-пыльцевых спектров, можно с достаточной определенностью утверждать, что специфическая толща отложений, залегающая в характерных узких и глубоких частях палеодолины, прослеживаемой на водоразделе Печоры и Камы, накапливалась одновременно с образованием венедского гляциоаллювия Волги и Камы.

Расположенная выше по разрезу наиболее широкая часть палеодолины выполнена толщей озерно-аллювиальных образований среднего плейстоцена, мощность которых на водоразделе Печоры и Камы доходит до 75—85 м. Абсолютные отметки подошвы этой толщи за пределами солянокарстовых западин составляют 65—85 м (40—60 м ниже современной межени).

Полный разрез толщи состоит из трех пачек.

Нижняя пачка представлена разнозернистыми кварцевыми песками с количеством гравия и гальки до 20—25%. В составе грубообломочного материала преобладают кварц, кремень, кварциты. Мощность пород составляет в среднем 10—12 м, в отдельных случаях достигает 20—25 м. Порода мало пыльценосна, встречаются единичные панцири пресноводных диатомей.

Средняя пачка (мощностью от 5 до 60 м) сложена переслаивающимися алевритами, суглинками и глинами с подчиненными прослоями супесей и глинистых песков. Отличительными чертами пород этой пачки являются тонкая слоистость, сильная пылеватость (до 75% алевритовой фракции) и обилие растительных остатков. Встречаются прослойки торфа, заторфованных глин и суглинков. Количество растительных остатков увеличивается к кровле толщи. Ассоциация акцессорных минералов этих отложений рогово-обманково-эпидотовая с заметным содержанием ильменита.

Результаты изучения растительных остатков из пород средней пачки, произведенного П.И. Дорофеевым по двум образцам, отобранным из скв. 129 (вблизи оз. Чусовского) с глубин 56,30—56,35 и 73,4—74,4 м, указывают на "миндель-рисский" возраст отложений. В заключении П.И. Дорофеева по поводу первого из этих образцов говорится, что это — глина с веточками зеленых мхов, обрывками стеблей и листьев; возраст толщи не старше сингиля: все свежее, торфянистое, глинистое. Флора второго образца не старше сингильской, не апшеронская, а миндель-рисская.

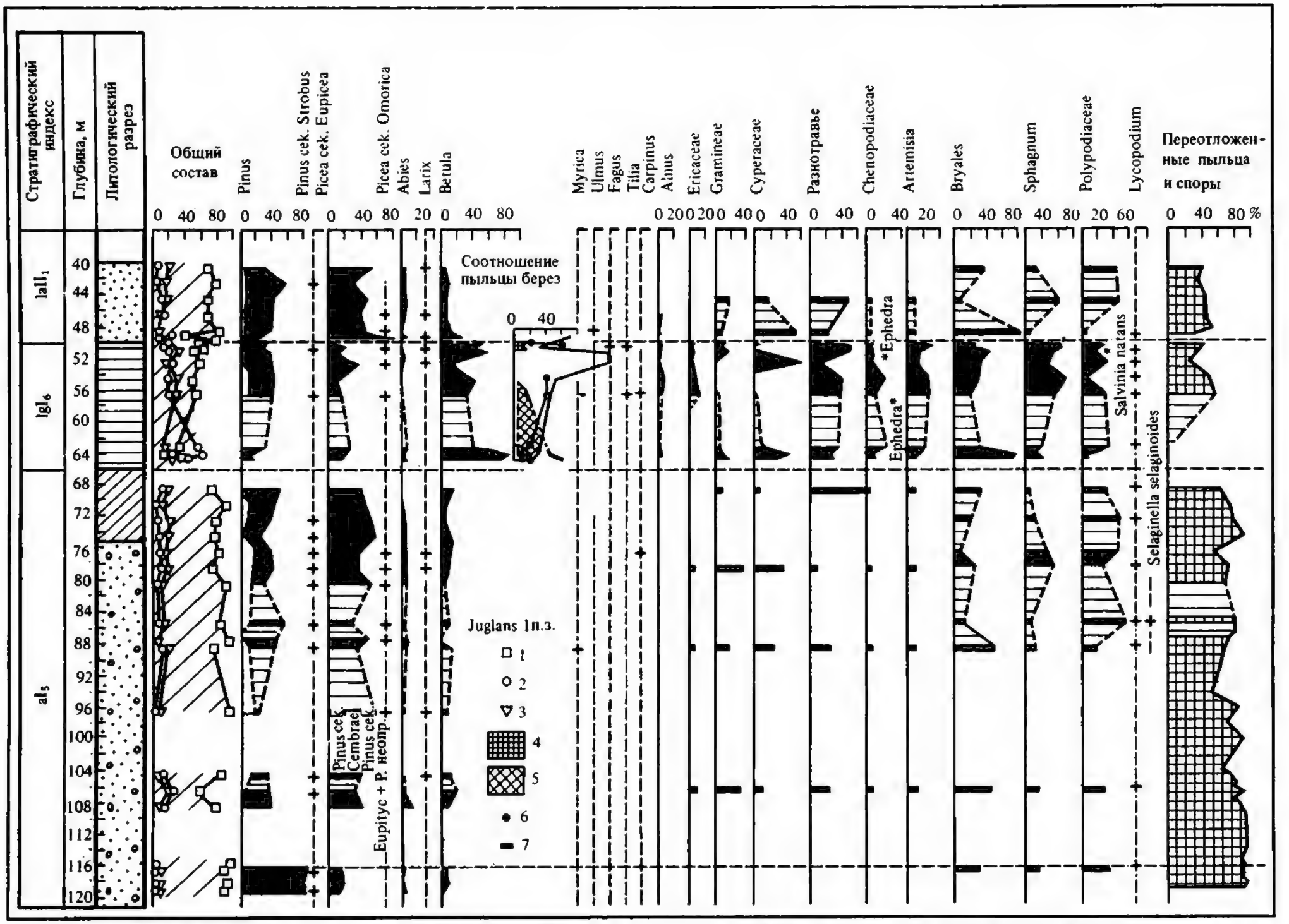


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скв. 568 (6 км севернее оз. Чусовского). Анализы Л.С. Тюриной

1 — пыльца древесных пород, *2* — пыльца травянистых растений, *3* — споры, *4* — Betula humilis, *5*— B. nana, *6* — B. cek. Albae, *7* — B. неопределенная. Условные обозначения для литологической колонки см. на рис. 1

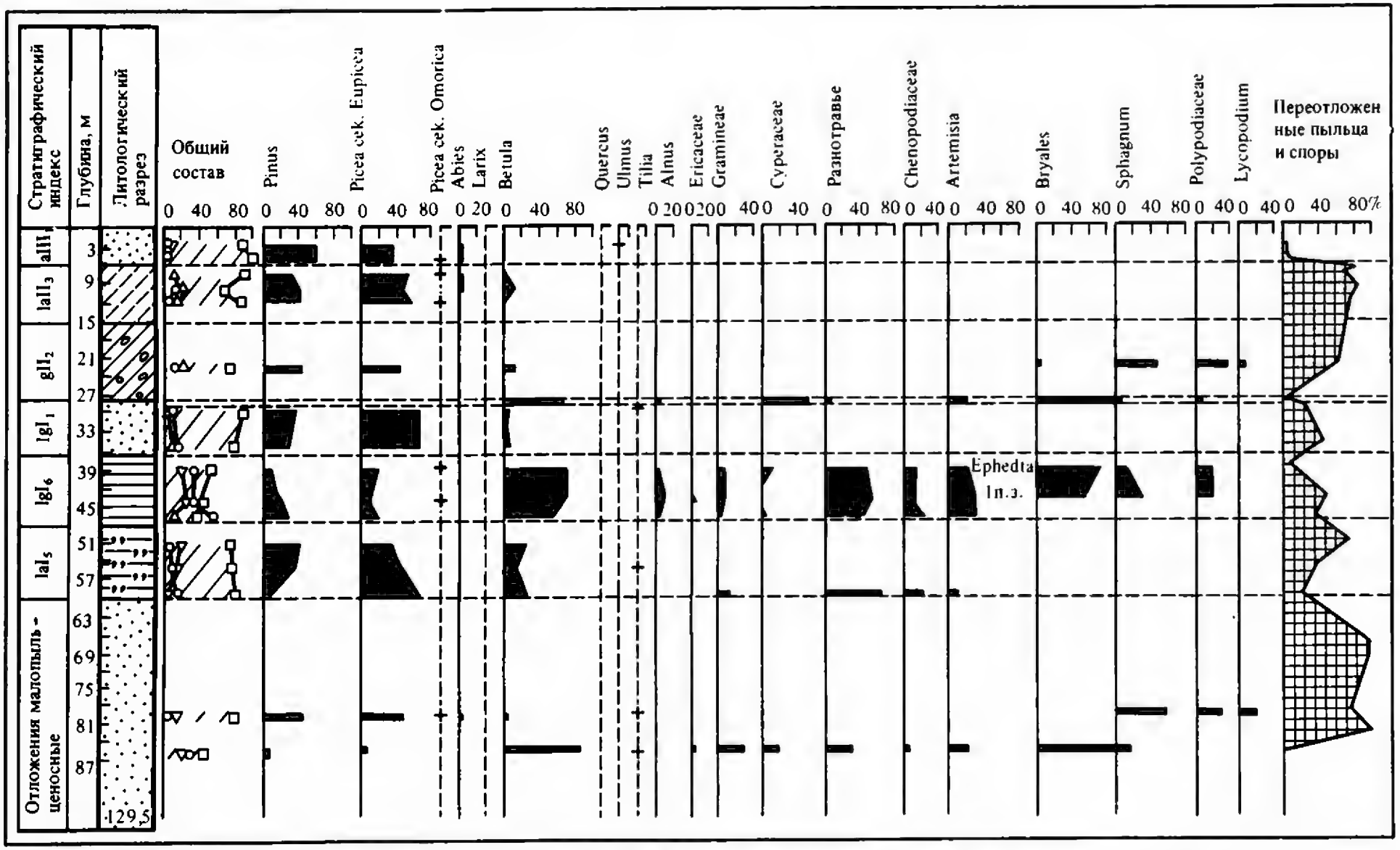


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скв. 574 (6 км севернее оз. Чусовского). Анализы Л.С. Тюриной

Условные обозначения см. на рис. 1 и 2

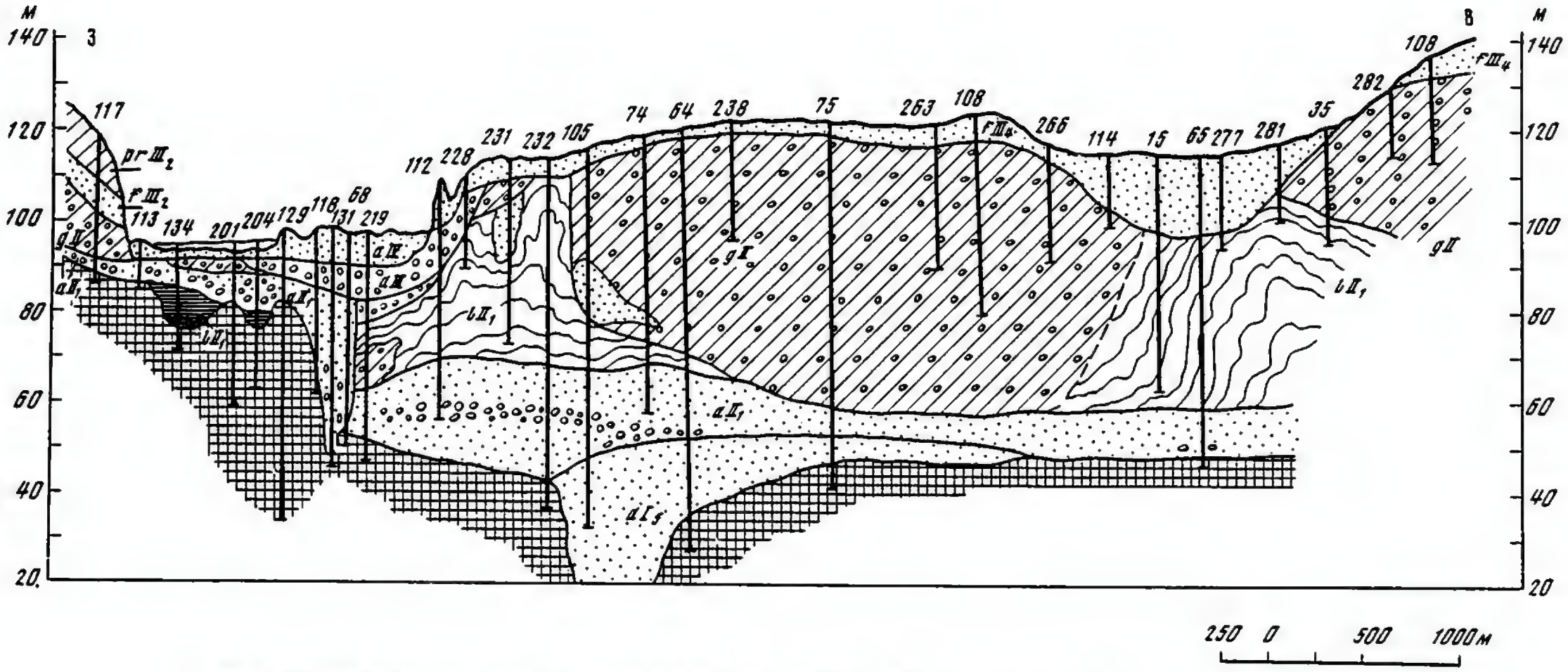


Рис. 4. Строение палеодолины р. Печоры в районе дер. Покча (район Троицко-Печорской котловины)

Условные обозначения см. на рис. 1

Верхняя пачка (мощностью до 30 м) представлена в основном разнозернистыми глинистыми и пылеватыми песками с линзами и прослоями супесей. Пески преимущественно кварцевые, тонкозернистые, однородные. Минералогическая ассоциация акцессорных минералов роговообманково-эпидотовая со значительным содержанием ильменита. В отложениях встречено 22 вида пресноводных диатомовых водорослей.

Отложения озерно-аллювиального горизонта имеют достаточно хорошую палинологическую характеристику, что позволяет со значительной долей уверенности выделять их в разрезах плейстоценовых отложений и проводить корреляции с соседними районами. Выделено четыре фазы развития растительности во время формирования толщи (анализы и обработка материалов Л.С. Тюриной). Фаза I — перигляционального сосново-березового редколесья. Фаза II — сосново-еловых лесов с небольшой примесью широколиственных пород. Фаза III — пихтово-еловых лесов. Фаза IV — разреженных сосново-березовых лесов. Таким образом, закономерной сменой фаз растительности, установленной на основании изучения спорово-пыльцевых спектров, фиксируются изменения климата, характерные для лихвинского межледниковья: суровые условия после окского оледенения → теплый период межледниковья → новое похолодание → наступление днепровского оледенения. При сравнении сводной спорово-пыльцевой диаграммы озерно-аллювиальных отложений междуречья Печоры и Камы с палинологическими материалами по отложениям центральных и северо-западных районов Русской равнины видно их сходство — существование характерной для лихвинского межледниковья фазы развития растительности со значительным распространением пихты. В эталонных разрезах Русской равнины кульминация пихты совпадает или близка к кульминации граба.

Лихвинский возраст рассматриваемых отложений подтвердило и проведенное Л.С. Тюриной детальное видовое определение спор и пыльцы с последующим эколого-географическим исследованием ископаемой флоры. Все эти методы дали одинаковое временно́е толкование возраста отложений. Таким образом, на основании анализа спорово-пыльцевых диаграмм, по соотношению географических элементов, присутствию показательных видов и по положению центра современной их концентрации отложения, залегающие в палеодолине Печоры на междуречье Печоры и Камы на венедских отложениях, могут быть отнесены к лихвинскому межледниковью, причем накопление нижней и верхней песчаных пачек происходило в перигляциональной обстановке.

Разрез среднеплейстоценовых отложений, выполняющих древние погребенные долины данного района, венчает мощная толща днепровской морены, залегающая на подстилающих породах с резким неровным контактом.

Троицко-Печорская котловина приурочена к широкой тектонической депрессии, ограниченной с запада четким флексурообразным перегибом пермских пород, возможно, осложненным зоной малоамплитудных разрывных нарушений ССВ простирания, к которой в данном месте приурочена современная долина р. Печоры. Эта депрессия является, вероятно, областью новейших опусканий. Разрез выполняющих ее плейстоценовых отложений характеризуется широчайшим площадным распространением среднеплейстоценовых отложений и яркими проявлениями их активной деформации ледниками.

Фрагменты наиболее древней на этом участке (венедской?) палеодолины р. Печоры встречены на участках Покчинского и Троицко-Печорского поперечников, причем лишь одиночными скважинами, и вскрыты не на полную мощность (рис. 4). Они залегают на глубинах около 35 м ниже межени и представлены темно-серыми мелкозернистыми песками с прослоями серых и зеленовато-темно-серых тонкослоистых (ленточных?) алевритовых глин. Вскрытая мощность этих отложений составляет около 25 м, они выполняют узкую (менее 1 км в поперечнике) погребенную долину, врезанную в районе Покчи в коренные отложения,

а в районе Троицко-Печорска — в толщу нижнечетвертичной морены. Полная их мощность не установлена, забои скважин располагаются на абс. отметках около 30 м (60 м ниже современной межени).

Судя по имеющимся материалам буровых работ, весьма широко распространены здесь среднеплейстоценовые (лихвинские?) песчано-глинистые отложения суммарной мощностью до 30—50 м; их подошва, вскрытая скважинами в районе деревень Покча и Митрофан, залегает на отметках 45—50 м (глубина около 45 м ниже современной межени). На большой площади эти отложения залегают непосредственно на коренных пермских породах, выстилая обширное плоское днище Троицко-Печорской котловины. Так же, как и в районе Печоро-Камского водораздела, строение их трехчленно.

Нижняя пачка (мощностью 10—25 м) сложена серыми и темно-серыми песками различной крупности и различной степени сортировки — от тонко- и мелкозернистых до разнозернистых гравелистых. Как и в районах Печоро-Камского водораздела, в вертикальном разрезе этих отложений, как правило, не наблюдается четкой дифференциации по гранулометрическому составу. Толща может быть сложена целиком на всю мощность тонкими песками, залегающими непосредственно на коренных отложениях, без признаков присутствия более грубозернистого базального горизонта. Местами огрубление материала начинается в средней части разреза, местами пачка на полную мощность сложена гравелистыми разнозернистыми песками со значительным содержанием гальки.

Средняя, глинистая, пачка (мощностью до 25 м) наиболее полно представлена в разрезах буровых скважин, пройденных в северной части Троицко-Печорской котловины (район деревень Пашня и Митрофан), где они в меньшей степени подвергались последующему воздействию днепровского ледника. Пачка сложена темно-серыми (иногда с зеленоватым оттенком) и коричневато-серыми (шоколадными) тонкослоистыми алевритистыми глинами преимущественно монтмориллонитового состава, с тонкими пропластками светло-серого алеврита. Характерно присутствие вивианита, иногда встречается мелкий растительный детрит.

Палинологическое изучение этих глин проводилось лишь по образцам из скважин, пройденных на участке Покчинского створа (определения Л.С. Тюриной). В составе спор и пыльцы преобладает (от 32 до 72%) пыльца древесных пород (береза, сосна, ель, пихта), значительно содержание пыльцы травянистых (до 27%) и спор (до 35%). Однако сильная дислоцированность данных пород, наблюдаемая на Покчинском участке, не позволяет проследить закономерность изменения характера растительности по вертикальному разрезу.

Верхняя песчаная пачка, широко развитая в разрезах лихвинских отложений в районе Печоро-Камского водораздела, в известных нам разрезах Троицко-Печорской котловины встречается лишь в виде отдельных, сохранившихся от экзарации, фрагментов. Строение одного из таких фрагментов можно проследить на участке детально разбуренного Покчинского поперечника. Здесь, в прирусловой части долины р. Печоры, под днепровской мореной и на размытой поверхности лихвинских глин средней пачки, а местами непосредственно на коренных породах, прослеживаются гравийно-галечниковый горизонт и перекрывающие их гравелистые разнозернистые пески суммарной мощностью до 8 м. Подошва этих отложений залегает на глубинах 12—18 м ниже современной межени. Можно предполагать, что в данном случае мы имеем дело лишь с частью разреза отложений аллювиальной свиты, сохранившейся от экзарации в днепровское время и представленной базальным горизонтом и неполным разрезом отложений русловой фации. Судя по положению в разрезе, эти отложения, возможно, отвечают кривичскому аллювию Г.И. Горецкого, выделяемого им в разрезах погребенных долин Русской равнины. Ширина предполагаемой кривичской долины в данном месте составляет около 2,5 км.

Нормальное залегание нижнеплейстоценовых и особенно среднеплейстоценовых

пород в погребенных долинах, расположенных в пределах данной палеогеографической арены, часто бывает сильно нарушено. Данные бурения свидетельствуют о наличии здесь таких характерных для разрезов плейстоценовых отложений ледниковых областей элементов строения, как значительная экзарация подстилающих пород, развитие интенсивных гляциодислокаций, присутствие долин ледникового размыва и выпахивания, как правило унаследующих палеодолины и погребенные озерные котловины.

Судя по имеющимся материалам, наиболее широкое и интенсивное развитие подобные процессы имели место в южной части Троицко-Печорской погребенной котловины. Так, по данным бурения Ухтинского ТГУ, в устьевой части р. Северная Мылва обнаружены глубокие (абс. отм. до –4 м, т.е. до 130 м ниже современной межени) переуглубления в кровле коренных отложений, заполненных в основном, а местами и полностью, моренными суглинками. В значительном мере уничтожен или сильно дислоцирован комплекс доднепровских плейстоценовых отложений и на участках Покчинского и Троицко-Печорского буровых поперечников (Юдкевич, Симонов, 1976), причем качественная документация скважин позволяет проследить некоторые черты строения толщи плейстоценовых отложений, выполняющих подобного рода отрицательные формы погребенного рельефа. Так, четкая картина ледникового выпахивания и выдавливания подстилающих пород днепровским ледником наблюдается в западной прибортовой части Троицко-Печорской погребенной котловины, в районе д. Почки. Судя по данным бурения, днепровская морена залегает здесь в виде мульды шириной около 4 км, мощностью до 60 м (см. рис. 4). В центральной части мульды толща морены целиком прорезает горизонт лихвинских глин средней пачки, которые, будучи отжаты к бортам мульды, смяты в сложнодислоцированную толщу. Для строения этой толщи характерна резкая смена углов падения слоев — от вертикального до горизонтального в пределах разреза одной и той же скважины. В отдельных скважинах субвертикальное залегание слоев прослеживается от кровли до подошвы глинистой пачки, в интервале 35 м. Выполаживание слоев прослеживается в этом случае лишь в ее подошве, на контакте с подстилающими песками. В кровле смятой части глинистой толщи скважинами вскрывались беспорядочно расположенные линзы моренных суглинков, песков различной крупности и галечников мощностью от долей метра до 5—10 м. Помимо этого, здесь же, в толще глин, весьма часто встречаются участки с примесью рассеянного гравия и мелкой гальки и полностью лишенные слоистости, обычно свойственной этим отложениям.

Восстановление истинной картины строения дислоцированной глинистой толщи по разрезам скважин, пройденных здесь с шагом в 150—300 м, вряд ли возможно. Однако, судя по результатам детального изучения гляциодинамических текстур в естественных обнажениях морен днепровского и московского горизонтов Печорской низменности (Симонов, 1973), здесь можно предполагать, что верхняя часть лихвинских глин представляет собой смятую в складки гляциодинамическую контактную зону смещения пород ледникового ложа с отдельными фрагментами локальных морен.

Участок Войских врезанных меандр может служить наглядным примером трансформаций, претерпеваемых древними долинами при пересечении ими зон новейших поднятий, обусловливающих узость погребенных долин и, вероятно, неоднократный значительный размыв выполняющих их отложений. Иллюстрацией строения погребенных долин, развитых в этом участке, может служить детально разбуренный профиль в районе с. Усть-Воя (рис. 5). Здесь присутствуют погребенные долины двух генераций. Первая, более древняя, шириной по верху около 2 км и глубиной до 65 м ниже межени, врезана в коренные породы. Фрагменты нижнечетвертичных (?) моренных суглинков (мощностью до 20 км) сохранились от размыва лишь на ее плечах. Долина выполнена мощной (до 105 м) толщей тонкопесчаных и супесчано-глинистых пород с незначительным

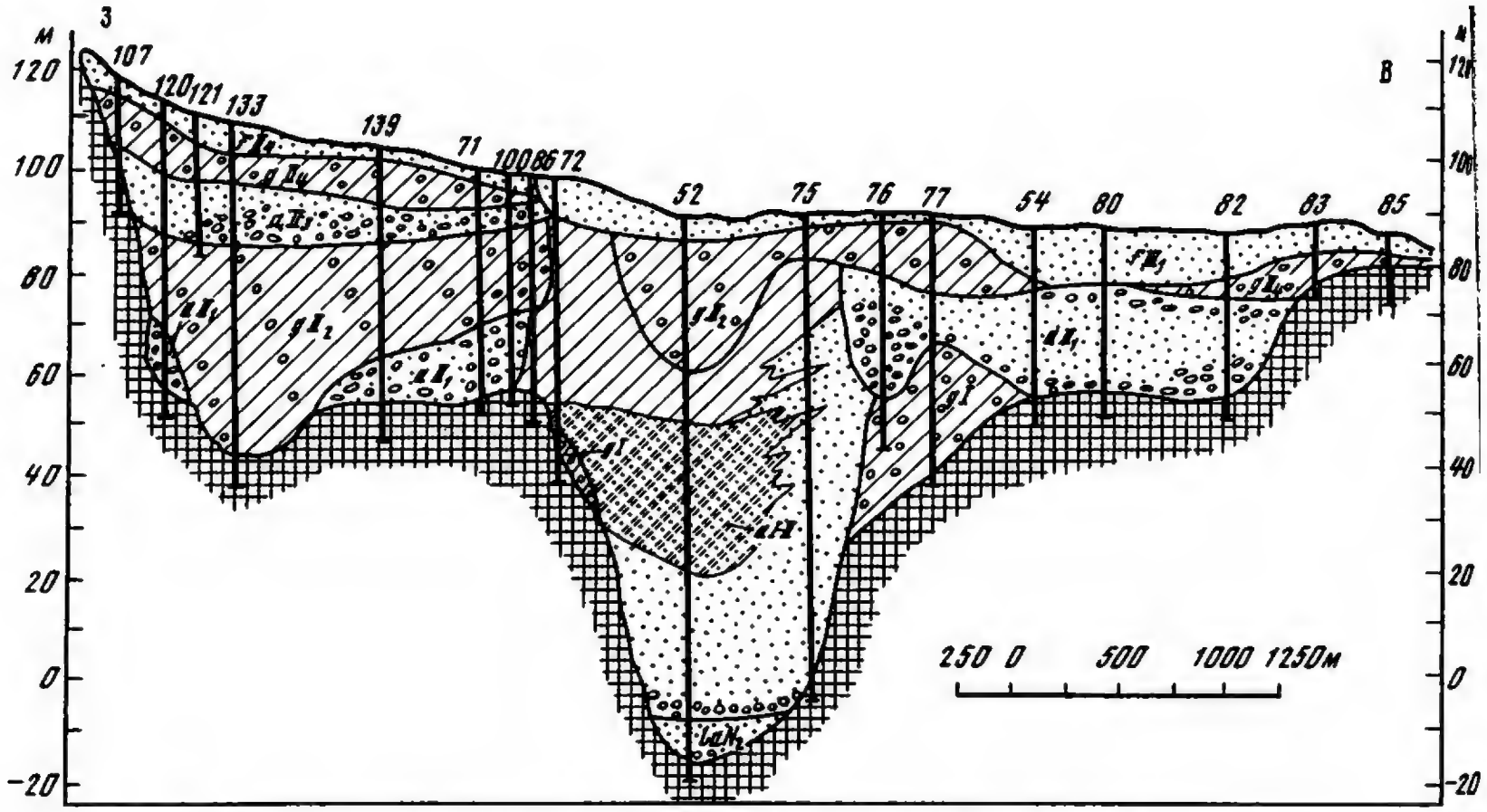


Рис. 5. Строение палеодолины р. Печоры в районе с. Усть-Воя (район Войских меандр)
Условные обозначения см. на рис. 1

по мощности базальным горизонтом в основании. Толща чрезвычайно мало пыльценосна. Палинологическое изучение этих отложений, проводившееся Л.С. Тюриной, Г.Н. Бердовской и А.А. Чегуряевой, дало противоречивые результаты, что принуждает нас оставить открытым вопрос о стратиграфическом расчленении этой толщи, условно выделенной нами ранее (Юдкевич, Симонов, 1976) под наименованием "войской свиты". Не исключено, что слагающие ее осадки гетерогенны, со значительной долей участия в ее строении перигляциального аллювия и гляциоаллювия, и накапливались в течение нижнего и среднего плейстоцена.

По обоим плечам вышеописанной погребенной долины четко прослеживаются два рукава более молодой долины, днище которой располагается на отметках, близких и уровню современной межени. Долина выполнена песчано-гравийно-галечными отложениями мощностью до 20 м, в строении которых хорошо прослеживается нормальное для аллювия напластование разнозернистых и гравелистых песков русловой фации на четко выраженном гравийно-галечниковом базальном горизонте. Они перекрываются днепровской мореной и по своему положению в разрезе могут отвечать кривичскому аллювию. Отложения, выполняющие погребенные долины обеих возрастных генераций, деформированы в кровле и подвергались частичной (а местами значительной) ледниковой экзарации.

Выводы

1. Палеодолина Печоры в южной части Печорской низменности выполнена многоярусными аллювиальными, гляциально-аллювиальными, озерными и озерно-ледниковыми свитами нижнего и среднего плейстоцена, перекрытыми мощными толщами среднеплейстоценовых морен.

2. В поперечном сечении погребенные долины в нижней части образуют узкие переуглубления, обычно выполненные осадками венедской свиты. Средняя часть расширена и выполнена отложениями среднего плейстоцена, в составе которых широкое развитие получили отложения лихвинского межледниковья.

3. В плане суженные участки чередуются с обширными озеровидными расширениями. Такие расширения встречены севернее оз. Чусовского (до 10—15 км) и в районе Троицко-Печорска (до 40—50 км).

4. Палеодолина обладает характерными чертами строения, свойственными погребенным долинам ледниковых областей. Широко развиты отложения с признаками перигляциального и гляциального аллювия. Нормальное залегание выполняющих ее нижне- и среднеплейстоценовых пород часто бывает сильно нарушено гляциодинамическими процессами. В южной части Троицко-Печорской котловины зафиксированы разрезы, свидетельствующие о присутствии здесь долин ледникового выпахивания и размыва. В отдельных понижениях подошвы пород днепровского горизонта сохранились следы существования подпрудных приледниковых озер.

ЛИТЕРАТУРА

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964, 415 с.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий пра-Волги. М.: Наука, 1966. 412 с.

Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья). Минск: Наука и техника, 1980. 288 с.

Симонов А.Н. Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук, М., 1973. 29 с.

Степанов А.Н. Стратиграфия и условия осадконакопления верхнекайнозойских отложений междуречья Печоры и Камы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1974. 34 с.

Степанов А.Н. Плиоцен-плейстоценные отложения междуречья Печоры и Колвы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых отложений северных и южных частей Предуралья. Уфа: Башкирск. фил. АН СССР, 1976. С. 62—85.

Юдкевич А.И., Симонов А.Н. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена на бассейна р. Печоры // Там же. С. 142—164.

4. Зак. 233

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551.583.3

И.И. БУРМИСТРОВА

ГЛУБИННАЯ ПАЛЕОЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В БЕНТОСНЫХ СООБЩЕСТВАХ ФОРАМИНИФЕР

Изучение глубинной палеоциркуляции вод в океане является важной частью палеоокеанологических исследований. Знания истории динамики и эволюции физико-химических свойств глубинных водных масс в значительной мере должны помочь объяснить ту неравномерность и частую прерывистость осадконакопления в океане, которые были так характерны для кайнозойского времени. С целью попытки реконструкции истории глубинной палеоциркуляции вод в юго-западной части Атлантического океана в 1973 г. в районе поднятия Риу-Гранди были начаты комплексные исследования, которые включали прежде всего работы по изучению современной гидрологии района и отражения различных характеристик водных масс в составе донных осадков, а также разносторонние исследования разрезов позднекайнозойских отложений, вскрытых грунтовыми трубками (Melguen, Thiede, 1974; Johnson et al., 1976; Johnson,Peters, 1979; Ellwood, Ledbetter, 1977, 1979; Lohmann, 1978; Peterson, Lohmann, 1982).

Поднятие Риу-Гранди, основание которого погружено на глубину около 4000 м, а вершина достигает глубины 638 м, на разных батиметрических уровнях находится под влиянием различных водных масс (рис. 1). Располагаясь в центральной части Юго-Западной Атлантики, поднятие служит барьером, разделяющим Аргентинскую и Бразильскую котловины. В глубинных слоях водообмен между котловинами оказывается затрудненным и может происходить только через углубления дна, протягивающиеся вдоль восточного и западного склонов поднятия, — каналы Вима и Хантер. Канал Вима, отделяющий поднятие от подножия континентального склона Южной Америки, имеет глубину более 4000 м. Длина канала составляет 600 км, ширина в самой узкой части у 30° ю.ш. не превышает 20 км (Le Pichon et al., 1971). Выбор района Риу-Гранди для целей исследования абиссальной палеоциркуляции определялся, в частности, тем, что такие узкие проходы, как канал Вима, обеспечивают определенную выдержанность направления потока, что упрощает расшифровку заключенной в осадочной толще информации. Кроме того, вследствие асейсмичности района изменения в литологии осадков и остатков организмов в разрезах отложений могут рассматриваться только как результат изменения динамики и гидрохимии вод вне влияния тектонических факторов.

В 1980 г., в 72-м рейсе судна "Гломар Челленджер", в районе поднятия Риу-Гранди было проведено бурение дна с использованием гидропоршневого метода отбора проб, что позволило получить керны, представляющие практически ненарушенную последовательность отложений. Основными задачами бурения было выявление ранних этапов тектонического развития поднятия и изучение абиссальной палеоциркуляции в южной части Атлантического океана. Для исследования истории абиссальной циркуляции в этом районе наиболее интересен разрез

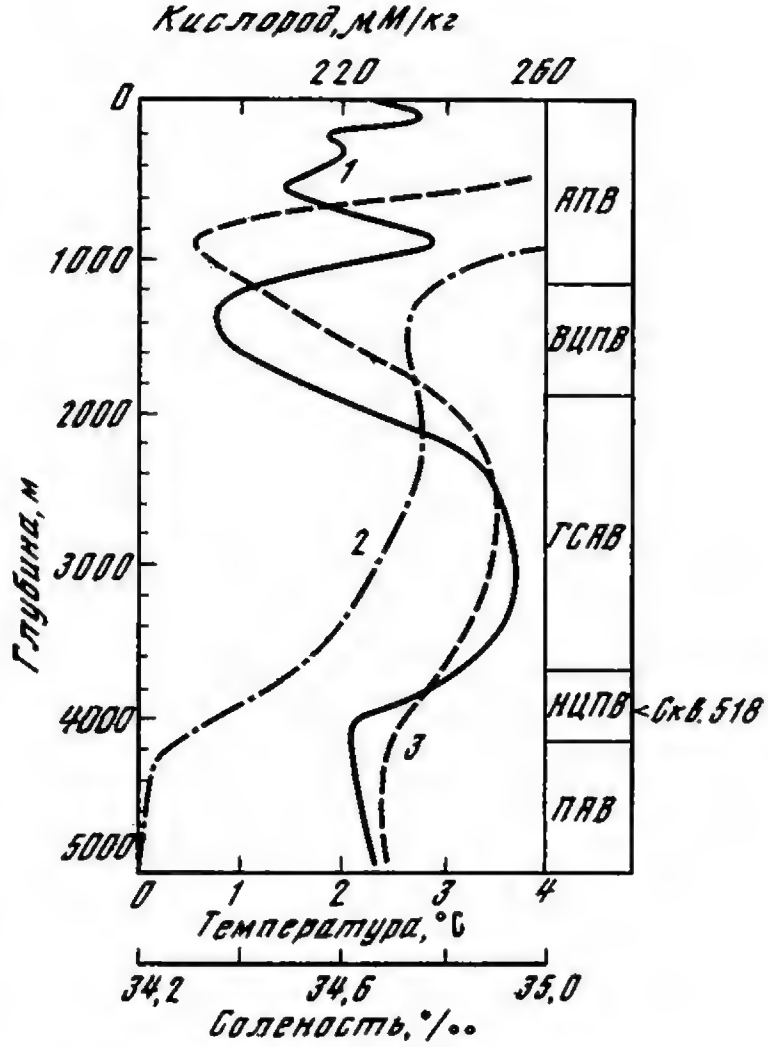


Рис. 1. Структура и характеристики водных масс в районе канала Вима (Barker et al., 1981)

АПВ — антарктические промежуточные воды, ВЦПВ — верхняя ветвь циркумполярных вод, ГСАВ — глубинные североатлантические воды, НЦПВ — нижняя ветвь циркумполярных вод, ПАВ — придонные антарктические воды; *1* — кислород, *2* — температура, *3* — соленость

отложений, вскрытый на станции 518 у подножия восточного склона канала Вима на глубине 3944 м, соответствующей современной переходной зоне между придонными антарктическими водами и глубинными североатлантическими водами, где изменения в характере циркуляции должны быть наиболее заметными. В настоящее время граница между придонными антарктическими водами (ПАВ) и глубинными североатлантическими водами (ГСАВ) в районе станции определяется на глубине 4000 м по изотерме 1,2°С и резким градиентам других параметров.

ПАВ формируются на материковом склоне Антарктиды в зимний период из переохлажденных шельфовых и высокосоленых глубинных вод. Основным очагом их образования является море Уэдделла. Эти воды распространяются с запада на восток и, кроме того, движутся в северном направлении во всех трех океанах до 20—30° с.ш., заполняя глубоководные котловины (Бурков, 1980). Характерными чертами ПАВ в районах формирования являются отрицательная температура, низкая соленость (34,65—34,68‰), низкие величины pH (7,7—7,8), высокие значения P_{CO_2} $(7—9)\cdot 10^{-4}$ атм, большая щелочность (2,45—2,50 мг-экв/л), высокое значение щелочно-хлорного отношения (0,127—0,128) и малая насыщенность карбонатом кальция (70—90%) (Иваненков, 1979). Поток ПАВ, достигая канала Вима, перемещается в нем с высокой скоростью (20—25 см/сек) на глубине 4200 м, вызывая часто эрозию осадков, вымывание тонких частиц и переотложение (Ellwood, Ledbetter, 1977; 1979; Johnson 1977; Johnson, Peters, 1979).

ГСАВ образуются из опускающихся поверхностных вод морей Гренландского, Норвежского и Лабрадорского при значительном участии потока теплых высокосоленых вод Средиземного моря (Бурков, 1980, Reid, 1979). Эти воды текут с севера на юг. Они отличаются высокими значениями температуры, солености и содержания кислорода. До глубины 3500 м насыщенность их растворенным $CaCO_3$ превышает 100%. Скорость их перемещения в канале Вима меньше, чем скорость ПАВ, и составляет 15 см/сек на глубине 2800 м (Le Pichon et al., 1971).

Зона, переходная между ПАВ и ГСАВ, в районе исследования хорошо выражена во многих характеристиках осадков. Гидрологическая их граница практически соответствует фораминиферовому лизоклину, определяемому в канале Вима на глубине 4050 м (Melguen, Thiede, 1974). Выше этого уровня, в зоне влияния ГСАВ, на склоне канала отлагаются высококарбонатные (81,6—86,0% $CaCO_3$) фораминиферово-наннопланктонные илы, содержащие раковины планктонных фораминифер хорошей сохранности, почти не затронутые растворением. На глубине 4050 — 4500 м, на дне канала, где накопление осадков происходит уже под воздействием агрессивных к карбонату ПАВ, планктонные фораминиферы подвергаются значительному растворению. Здесь формируются наннопланктонные илы с

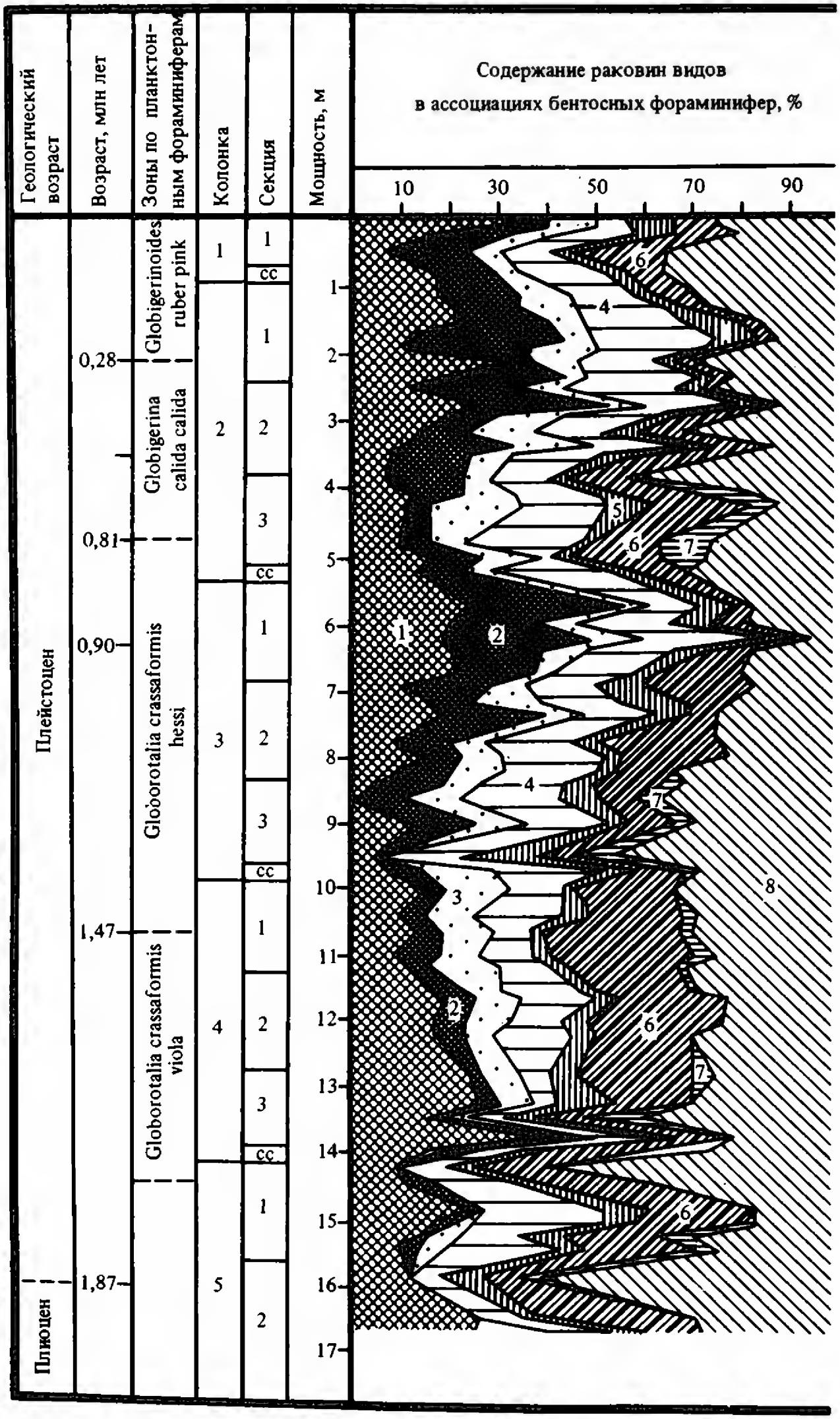
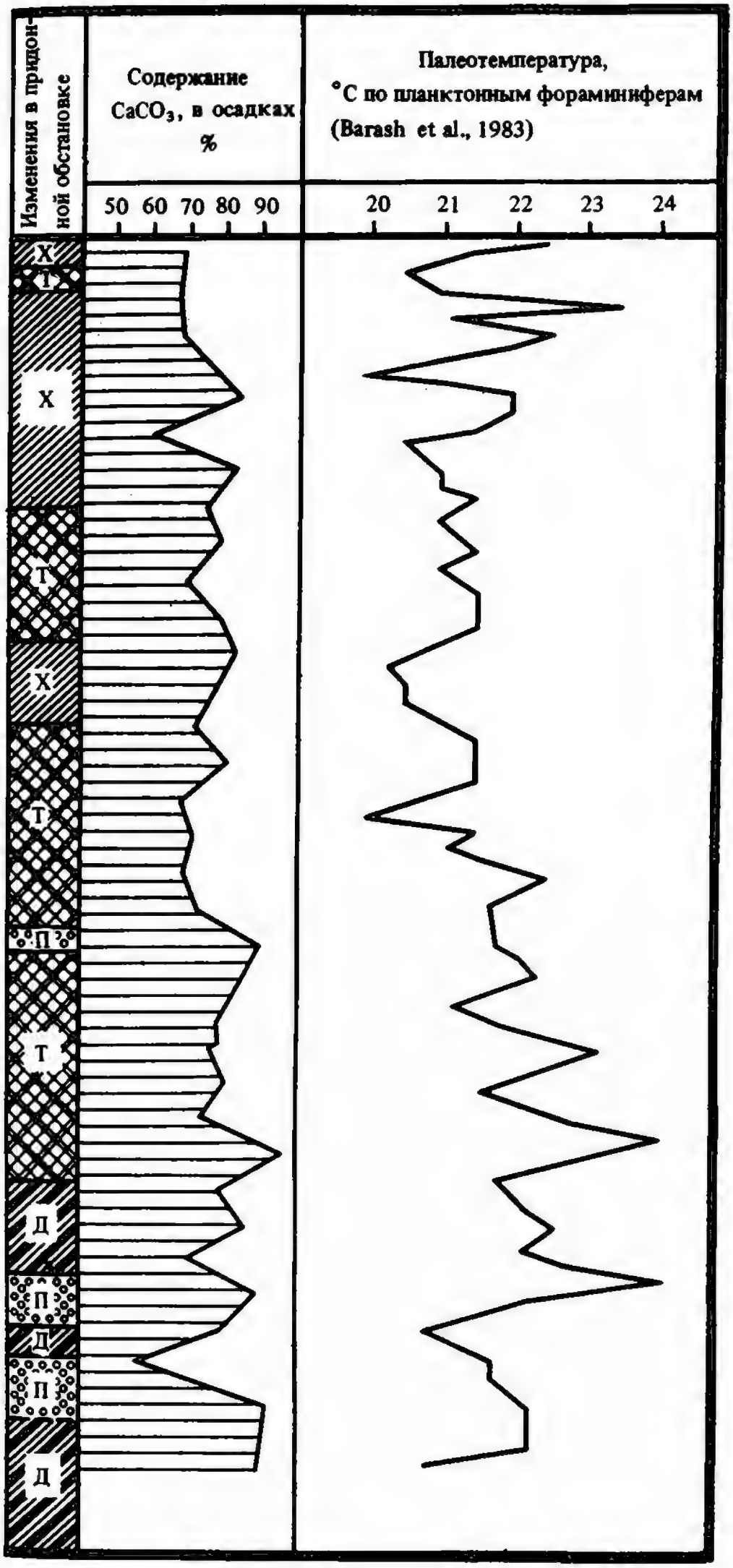


Рис. 2. Изменения в сообществах бентосных фораминифер и в придонной обстановке на станции 518 (глубина 3944 м) в конце плиоцена и в плейстоцене

1 — Nuttallides umbonifera, *2* — Epistominella exigua, *3* — Pullenia osloensis, *4* — Oridorsalis tenerus, *5* — Cibicides



wuellerstorfi, *6* — Globocassidulina subglobosa, *7* — Cibicides kullenbergi, *8* — остальные виды; х — холодноводные, агрессивные к карбонатам придонные условия, т — тепловодные спокойные придонные условия, д — холодноводные динамичные придонные условия, п — переотложенные осадки

большим содержанием фрагментов раковин планктонных фораминифер и редкими целыми их формами, с низкой карбонатностью (менее 60% $CaCO_3$). Возрастание скорости течения ПАВ на глубине 4200 м находит отражение в увеличении среднего размера частиц отлагающихся здесь осадков в сравнении с осадками меньших глубин. Глубже 4500 м карбонатный материал в канале Вима не сохраняется.

Определенная связь с водными массами была обнаружена и в составе бентосных фораминифер (Lohmann, 1978). Исследования Дж. Лоуманна показали, что для сообщества фораминифер, развитого в зоне влияния ПАВ, характерен вид Nuttallides (Epistominella) umbonifera, а для сообщества, распространенного в районах циркуляции ГСАВ, свойственно разнообразие видов, преобладание милиолид и представителей родов Oridorsalis и Cibicides (C. wuellerstorfi, C. kullenbergi). Сообщество зоны перехода между ПАВ и ГСАВ или нижней ветви циркумполярных вод отличает присутствие Globocassidulina subglobosa и представителей рода Uvigerina. Основываясь на выявленных связях фораминифер со структурой вод в районе Риу-Гранди, Л. Петерсон и Дж. Лоуманн (Peterson, Lohmann, 1982) проанализировали изменения в составе ассоциации фораминифер в двух колонках (из позднеплейстоценовых отложений канала Хантер с глубины 4411 м и канала Вима с глубины 3934 м) и высказали предположение, что на рубеже палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма (около 0,7 млн лет) произошло увеличение поступления в Юго-Западную Атлантику придонных антарктических вод. К сожалению, Дж. Лоуманн провел это исследование, как и исследование современных бентосных фораминифер, анализируя только крупные раковины, диаметром более 0,25 мм. Это обстоятельство затрудняет сравнение приводимых им данных с результатами других био- и палеогеографических работ по фораминиферам, подавляющее большинство которых основано на изучении форм размером более 0,10—0,16 мм, комплексы которых дают полное представление о видовом разнообразии и структуре сообществ фораминифер. Обычно фракция осадка с частицами более 0,25 мм содержит небольшое количество фораминифер, многие массовые их формы остаются в более мелкой фракции, выпадая из анализа. Этим, вероятно, объясняется отмеченная Дж. Лоуманном незначительная изменчивость ассоциаций фораминифер в разрезе осадков с глубины 3934 м по сравнению с их изменчивостью в отложениях, вскрытых на глубине 4411 м. Вторая колонка взята вблизи критической глубины карбонатонакопления, где изменения в составе фораминифер оказались более выраженными, по-видимому, не только в результате структурных преобразований в биоценозах, но и вследствие различий в условиях сохранности раковин, которые могли резко меняться в этой глубинной зоне в течение позднего плейстоцена.

Автором настоящей статьи с целью восстановления истории абиссальной циркуляции вод в канале Вима на протяжении всего плейстоцена были изучены бентосные фораминиферы из кернов бурения судна "Гломар Челленджер" на станции 518 с глубины 3944 м, упоминавшейся выше. Мощность пробуренной на станции толщи составляет 76,7 м, возраст самых древних отложений определен как ранний миоцен. Неогеновые отложения представлены преимущественно наннопланктонными илами, четвертичные отложения — фораминиферово—наннопланктонными илами. М.С. Барашом, Н.С. Оськиной и Н.С. Блюм из верхней части этого разреза было проведено детальное изучение планктонных фораминифер, позволившее определить плиоцен-плейстоценовую границу, соответствующую 1,87 млн лет, на уровне 16 м от поверхности дна и провести зональное расчленение плейстоценовых отложений (рис. 2). На основе палеомагнитных и биостратиграфических данных для ряда горизонтов ими установлен примерный абсолютный возраст (Barash et al., 1983; Бараш и др., 1984). По танатоценозам планктонных фораминифер определены флуктуации среднегодовых палеотемператур поверхностных вод в районе станции за время от конца плиоцена до современности.

Бентосные фораминиферы изучены в 70 пробах плиоцен-плейстоценовых отложе-

ний со станции 518, отобранных послойно, с пропусками в разрезе в 15—20 см, редко — 40 см. Фораминиферы изучались во фракции осадка с частицами размером более 0,1 мм. Определялись состав и численное соотношение всех видов, за исключением представителей отряда Lagenida, которые не имеют существенного значения в обнаруженных комплексах фораминифер. Их раковины подсчитывались суммарно. Обычно в пробах совместно присутствуют 25—30 видов.

Преимущественное развитие в бентоносной фауне фораминифер в районе станции в конце плиоцена и в плейстоцене, как видно на рис. 2, имели виды Nuttallides umbonifera (Cushman), Epistominella exigua (Brady), Oridorsalis tenerus (Brady), Pullenia osloensis Feyling-Hanssen, Globocassidulina subglobosa (Brady). В ряде комплексов значительны также Pullenia quinqueloba (Reuss), Cibicides wuellerstorfi (Schwager), Melonis pompilioides (Fichtel et Moll). Все эти виды, за исключением Nuttallides umbonifera, являются характерными представителями как батиальных, так и абиссальных современных сообществ океана, хотя их взаимоотношения различны в разных районах и меняются с глубиной и в пространстве (Саидова, 1976; Бурмистрова, 1977, 1979; Phleger et al., 1953; Lohmann, 1978; Corliss, 1979, 1983; Belanger, Streeter, 1979; Resig, 1981).

Nuttallides umbonifera — типичный представитель абиссального сообщества, ведущую роль он преобретает в районах распространения ПАВ. Предполагается, что связь этого вида с ПАВ определяется тем, что он более других форм бентосных фораминифер с известковой раковиной приспособлен к обитанию в условиях недонасыщения вод ионами карбонатов, где невозможны большие популяции других видов. (Бурмистрова, 1979; Corliss, 1979). Об этом свидетельствует возрастание его относительного содержания в сообществах при увеличении агрессивности вод к $CaCO_3$ до абсолютного доминирования вблизи критической глубины карбонатонакопления. Как показал эксперимент, это не может быть следствием избирательного растворения в процессе формирования танатоценозов, поскольку раковины данного вида не более устойчивы против растворения, чем раковины обычно сопутствующего ему вида Oridorsalis tenerus и даже таких сравнительно мелководных форм, как Cibicides kullenbergi и Hoeglundina elegans (Corliss, Honjo, 1981).

Среди других видов в ассоциациях с Nuttallides umbonifera в современном океане наибольшим количеством экземпляров обычно бывают представлены Globocassidulina subglobosa и Epistominella exigua. Анализ литературных данных и материалов автора по распределению современных фораминифер в океане позволяет выявить определенную тенденцию в изменениях взаимоотношений этих трех видов в пределах распространения придонных антарктических вод. Она выражается в том, что при возрастании агрессивности вод к карбонатному материалу вначале в сообществах уменьшается доля G. subglobosa и увеличивается роль двух других видов, затем сокращается содержание E. exigua и доминирующей формой становится N. umbonifera (Саидова, 1974, 1981; Бурмистрова, 1979; Phleger et al., 1953; Corliss, 1983). Преобладание N. umbonifera и E. exigua характеризует район генерации ПАВ — море Уэдделла, где эти два вида составляют суммарно более 50% комплекса, представленного смешанной ассоциацией видов с агглютинированными и известковыми раковинами. Этот комплекс развит на глубине от 2044 до 3777 м при температуре от −0,4 до −1,0° С. Доля N. umbonifera в нем возрастает с глубиной, достигая 52—79% на максимальной глубине, ниже которой вследствие недонасыщения вод ионами карбонатов распространены только агглютинирующие виды фораминифер (Anderson, 1975).

Придонные антарктические воды на пути продвижения от источников формирования к экватору постепенно изменяют свои характеристики. Вступая в контакт с глубинными водами атлантического происхождения, они становятся более теплыми и богатыми кислородом и менее агрессивными к $CaCO_3$, особенно в верхних слоях. Изменяется и состав связанных с ними сообществ. Б.Х. Корлисс (Corliss, 1979) выявил в пределах распространения ПАВ в юго-восточной части

Индийского океана между 60 и 20° ю.ш. две ассоциации фораминифер. В обеих ассоциациях преимущественное развитие имеют Nuttallides umbonifera, Epistominella exigua, Cibicides (Planulina) wuellerstorfi, Pullenia bulloides, Oridorsalis tenerus, Globocassidulina subglobosa, но в первой, обнаруженной южнее 40° ю.ш., где потенциальная температура вод составляет от −0,2 до 0,4° С, преобладал N. umbonifera, а во второй ассоциации, распространенной к северу от 40—45° ю.ш., при более высокой температуре вод — 0,6 до 0,8° С — и в менее агрессивной к карбонатам среде, доминировал G. subglobosa.

Эти сведения об экологии современных бентосных фораминифер послужили основой при анализе условий накопления отложений на станции 518. Почти постоянно высокое содержание (более 10%) Nuttallides umbonifera в изученных отложениях позволяет полагать, что на всем отрезке времени их формирования район станции находился в зоне влияния придонных антарктических вод, хотя их динамика и гидрохимический режим не оставались неизменными.

Конец плиоцена — начало плейстоцена было, по-видимому, периодом динамической активности ПАВ. Сформировавшиеся за это время отложения (интервал разреза 13,5—16,8 м) представлены чередованием слоев, заключающих различные по составу комплексы фораминифер. В большей части проб из этого интервала (пробы 518-5-2, 103—108 см; 518-5-2, 85—87 см; 518-5-1, 73—75 см; 518-4-CC, 5—11 см; 518-4-3, 109—111 см; 518-4-3, 55—57 см; 518-4-3, 11—19 см) обнаружены обедненные комплексы с преобладанием Nuttallides umbonifera (20—38%). Среди других видов наибольшим числом экземпляров представлены Oridorsalis tenerus и Globocassidulina subglobosa. Такой состав бентосных фораминифер свидетельствует об агрессивной к карбонатам среде, которая создавалась, вероятно, вследствие высокой скорости потока придонных вод. На это указывают следы значительного влияния растворения и сортировки планктонных фораминифер, отмеченные во многих из перечисленных проб, резкое сокращение содержания мелких форм в ряде горизонтов (Barash et al., 1983). Подтверждением активной динамики придонного слоя вод и низкой скорости осадконакопления в начале плейстоцена являются также находки в пробе 518-4-3, 55—57 см ядер крупных раковин Saccorhiza ramosa, выполненных железомарганцевыми стяжениями. Стенка этих представителей агглютинирующих фораминифер первоначально состояла из раковин планктонных фораминифер, полости которых, как и полости образованных ими раковин, заполнились железомарганцевыми ядрами, а сами раковины растворились.

Среди слоев с доминированием Nuttallides umbonifera присутствуют горизонты осадков, заключающие богатые видами комплексы фораминифер с высоким содержанием представителей Uvigerina (15—16%), Bulimina, Cibicides и других элементов фауны, характерной для более мелководных участков дна (пробы 518-5-2, 65—67 см; 518-5-2, 23—30 см; 518-5-1, 133—135 см; 518-5-1, 110—117 см; 518-5-1, 27—34 см; 518-5-1, 10—12 см). В слое 23—30 см отмечено присутствие аллохтонных элементов и в планктонной фауне фораминифер (Barash et al., 1983). По-видимому, в конце плиоцена — начале плейстоцена циркуляция была активной и в глубинных слоях водной толщи, что вызывало периодическое смещение осадков со склона канала Вима к его подножию. Гидрохимический режим вод, вероятно, был в этом районе близким к современному режиму. Судя по относительно высокому содержанию в комплексах бентосных фораминифер in situ видов Globocassidulina subglobosa и Cibicides wuellerstorfi, район станции находился, как и в настоящее время, в зоне контакта ПАВ с ГСАВ, и водные массы имели сходные с современными характеристики.

Во время отложения осадков интервала разреза 13,6—6,3 м обстановка в районе станции была более спокойной, тепловодной и менее агрессивной к карбонатам, чем в период накопления осадков, отвечающий позднему плиоцену — раннему плейстоцену, и характеризовалась стабильностью условий. В целом для комплексов фораминифер того времени свойственно преобладание Globocassidulina subglo-

bosa (20—30%), сравнительно невысокое содержание Nuttallides umbonifera (10—15%) и Epistominella exigua (5—15%). Роль двух последних видов заметно возрастает лишь в самой верхней части интервала. По-видимому, район станции 518 оставался в области, переходной между ПАВ и ГСАВ, но циркуляция была более слабой, чем в конце плиоцена — начале плейстоцена, и придонные антарктические воды находились под значительным влиянием перекрывающих их теплых высокосоленых и насыщенных кислородом вод североатлантического происхождения. На это указывает значительное видовое разнообразие комплексов, присутствие в них в заметном количестве таких батиальных форм, как Cibicidoides kullenbergi (Parker), C. robertsonianus (Brady), характерных для современных глубинных вод в районе Риу-Гранди. В ряде слоев планктонные фораминиферы несут следы растворения, но признаков сортировки, как это наблюдалось в низах разреза, не отмечено (Barash et al., 1983). Присутствие перемещенных осадков выявлено и в этой части разреза, в интервале 8,75—9,52 м, где обнаружены высокие концентрации планктонных форм плиоцена, а комплексы бентосных фораминифер отличались обилием батиальных видов и отсутствием или очень низким содержанием Nuttallides umbonifera и Epistominella exigua.

Придонная обстановка в районе станции резко изменилась ко времени отложения осадков интервала разреза 6,5—5,3 м, формирование которых происходило в очень агрессивной к карбонатам среде, свидетельством чего является господство в составе бентосных фораминифер Epistominella exigua, Nuttallides umbonifera, Oridorsalis tenerus. Суммарная доля первых двух видов достигает 33—55% комплекса. Содержание видов, свойственных ГСАВ, в этих комплексах ничтожно мало — 2—12%. Обилие в отложениях этого интервала разреза фрагментов раковин планконных фораминифер, очень низкая численность целых экземпляров указывают на сильное влияние растворения. В значительно менее агрессивной среде шло накопление вышележащих отложений интервала разреза 5,3—3,8 м. Состав бентосных фораминифер в них сходен с таковым в отложениях первой половины плейстоцена. Суммарная доля N. umbonifera и E. exigua уменьшается до 17—28%, роль G. subglobosa возрастает до 15—22%, увеличивается видовое разнообразие. Комплекс вновь замещается фауной того же характера, что в интервале 6,5—5,3 м, эта фауна распространена выше уровня разреза 3,8 м вплоть до слоя 43—45 см, где отмечено резкое уменьшение содержания N. umbonifera (8%) и увеличение составляющей G. subglobosa до 15%, хотя доля E. exigua остается высокой (18%). В самой верхней пробе разреза 518-1-1, 1—3 см в комплексе фораминифер доминирует Nuttallides umbonifera (31%), а сопутствующие ему Epistominella exigua, Oridorsalis tenerus, Globocassidulina subglobosa, Cibicides wuellerstorfi имеют почти равное значение в составе комплекса — от 7 до 10%.

Сравнение флуктуаций среднегодовых значений палеотемператур поверхностных вод, определенных по танатоценозам планктонных фораминифер, с характером стуктурных преобразований в бентосных ассоциациях фораминифер в плейстоцене показывает, что наиболее резкие изменения в придонной обстановке на станции 518 происходили в периоды наиболее существенных изменений температурного режима в поверхностных водах. Полученные М.С. Барашом с соавторами значения палеотемператур не могут претендовать на точность определений, поскольку во многих слоях первоначальный состав планктонных фораминифер искажен растворением при формировании танатоценозов, однако общую направленность изменений температуры вод в плейстоцене они отражают. Это видно при сравнении их с результатами аналогичных исследований, проведенных теми же авторами для отложений, вскрытых бурением на вершине поднятия Риу-Гранди на глубине 1313 м скважиной 516, где осадки накапливались вне влияния растворения. Период, охватывающий конец плиоцена — начало плейстоцена, определенный по составу фораминифер как период динамической активности придонных вод, характеризуют относительно низкие значения поверхностных температур (20,8—

22,0° С). Значения температуры 21,5—22,0° С определены для последующего периода раннего плейстоцена, которому соответствуют отложения с преобладанием Globocassidulina subglobosa в бентосных ассоциациях. Замещение этих ассоциаций комплексом с доминированием Nuttallides umbonifera и Epistominella exigua на уровне разреза 6,5 м совпадает с похолоданием поверхностных вод до 20,5° С. Наблюдаемое затем резкое уменьшение содержания этих видов и увеличение доли G. subglobosa в интервале разреза 3,8—5,3 м соответствует повышению температуры до 21,0—21,5° С. Выше по разрезу такой четкой связи изменений палеотемператур и состава бентосных фораминифер не наблюдается, но наиболее низкие значения температур всегда коррелируют с комплексами с повышенным содержанием N. umbonifera и E. exigua.

Очень интересные данные об эволюции климата плейстоцена получены В.Л. Прелем (Prell, 1982) в результате детального изучения изотопного состава кислорода и углерода в раковинах Globigerinoides sacculifer из разреза четвертичных отложений Карибского моря, где их мощность превышает 37 м. Исследования В.Л. Прелля подтвердили предположения Н. Шеклтона и Н. Опдайка о различии характера ледниково-межледниковых флуктуаций изотопного состава кислорода в раннем и позднем плейстоцене (Shackleton, Opdyke, 1976). В.Л. Прелль установил, что изменение характера изотопно-кислородной записи происходит очень резко и приходится на рубеж около 0,9 млн лет, совпадая с палеомагнитным событием Харамильо. Для раннего плейстоцена отмечена небольшая амплитуда абсолютных значений и малая величина среднего значения δO^{18} ($-0{,}82^0/_{00}$). Позднеплейстоценовое время отличается резкими колебаниями значений δO^{18} и большим средним значением δO^{18} ($-0{,}45^0/_{00}$). На основании этих данных В.Л. Прелль считает, что раннеплейстоценовое время характеризовалось менее обширными льдами в полярных районах в ледниковые периоды и более ледовой обстановкой в межледниковья, чем в позднем плейстоцене, для которого были свойственны более контрастные ледниковые и межледниковые условия, и в среднем уровень океана в раннем плейстоцене был ниже современного на 62, а в позднем — на 95 м.

Небольшие колебания климата первой половины плейстоцена, вероятно, не оказывали заметного влияния на характер глубинной циркуляции, что нашло отражение в относительном постоянстве структуры бентосного сообщества в отложениях того времени в районе станции 518. Первое значительное похолодание климата, датированное 0,9 млн/лет, привело к перестройке циркуляции, вызвавшей резкое усиление агрессивности придонных вод к $CaCO_3$ на дне канала Вима. Именно этому событию отвечает, по нашим данным, наблюдаемая в изученном разрезе на уровне 6,5 м смена комплекса с преобладанием Globocassidulina subglobosa комплексом с доминированием Nuttallides umbonifera и Epistomenella exigua. В период потепления между 0,9 и 0,7 млн л.н. характер вод в районе стал сходным с таковым в раннем плейстоцене, однако похолодание, начавшееся около 0,7 млн л.н., вновь вызвало изменение в придонных условиях, растворение карбонатов активизировалось, и такая агрессивная обстановка с небольшими колебаниями сохранялась на протяжении большей части последних 0,7 млн лет. Только во время максимумов потепления структура вод становилась, возможно, близкой к современной. Но эти короткие периоды из-за низкой скорости осадконакопления, влияния биотурбации и разреженности проб почти не проявились в изученном разрезе. Им отвечают слои осадков с повышенным содержанием. G. subglobosa.

Какие же изменения в циркуляции могли привести к усилению растворяющей активности придонных вод и смене сообществ бентосных фораминифер на рубеже около 0,9 млн л.н? Как обсуждалось выше, постоянно высокое содержание Nuttallides umbonifera в изученном разрезе позволяет полагать, что ПАВ продуцировались в приантарктических районах и распространялись в юго-западной части Атлантического океана на глубинах более 4000 м на протяжении всего плейстоцена. По мнению Дж. Лоуманна и Л. Петерсона (Peterson, Lohmann, 1982), сокращение эле-

ментов фауны глубинных вод в бентосных сообществах фораминифер, отмеченное на уровне, отвечающем 0,7 млн л.н. в колонке позднеплейстоценовых осадков канала Хантер, может быть связанным с увеличением поступления ПАВ в Южную Атлантику и с подъемом границы их раздела с ГСАВ. Изучение фораминифер в отложениях на станции 518, проведенное на комплексах, включающих более мелкие формы, чем те, что анализировал Дж. Лоуманн, показало, что первое резкое преобразование в их ассоциациях произошло около 0,9 млн л.н. и выражается не столько в увеличении роли Nuttalides umbonifera, сколько в возрастании содержания Epistominella exigua — мелкой формы, которая оказалась вне исследованного Дж. Лоуманном материала. Изменения в бентосных сообществах сопровождаются активизацией растворения раковин планктонных фораминифер. Предполагаемое увеличение объема антарктических вод, вероятно, должно было бы вызвать усиление их динамики в каналах Вима и Хантер, однако никаких признаков этого явления в отложениях, сформировавшихся позднее 0,9 млн л.н., не наблюдается. Более реалистичным представляется другое объяснение возросшей агрессивности вод в Южной Атлантике в позднем плейстоцене.

В последнее время появляется все больше данных, что ГСАВ в периоды ледниковий позднего плейстоцена имели отличные от современных характеристики. Анализируя распределение бентосных фораминифер в отложениях северо-восточного склона Австрало-Антарктического поднятия с глубины 3253 м, где распространены современные глубинные циркумполярные воды, Б. Корлисс (Corliss, 1982) обнаружил в возрастном интервале 128—440 тыс. лет закономерную смену сообществ. Сообщество с доминированием Globocassidulina subglobosa и значительным участием Cibicides wuellerstorfi, Gyroidinoides soldanii (d'Orbigny), сходное с современным сообществом в районе станции исследования, в основном коррелировало с теплыми межледниковыми кислородно-изотопными стадиями 11, 9, 7 и 5. Второе сообщество с преобладающими в нем видами Melonis barleeanum (Williamson), M. pompilioides, Uvigerina peregrina Cushman отвечало холодным ледниковым стадиям 10, 8 и 6 и промежуточным холодным интервалам, включая позднюю часть стадии 11 и середину стадий 9 и 7. Следовательно, преимущественное распространение в период 440—128 тыс. л.н. имело второе сообщество, которое не имеет аналога в современном океане. Заключающие его осадки отличаются более низким содержанием $CaCO_3$, чем осадки, отлагавшиеся в теплые стадии. Эти наблюдения привели Б. Корлисса к заключению, что "ледниковые" глубинные циркумполярные воды в Индийском океане отличались от их современных модификаций меньшей насыщенностью кислородом и агрессивностью в отношении к карбонатам.

Глубинные циркумполярные воды формируются из ГСАВ, поэтому изменения в их свойствах в прошлом могли быть связанными с изменениями характеристик ГСАВ. Действительно, тот же характер преобразований в составе фораминифер отмечал С. Стритер (Streeter, Shackleton, 1979) в разрезе отложений восточного склона Срединно-Атлантического хребта с глубины 3331 м, отвечающих последним 150 тыс. лет. Колонка была получена в зоне распространения современных ГСАВ. В этом разрезе комплексы фораминифер, сходные с современными, были обнаружены только в интервалах осадков, отложившихся в наиболее теплые периоды — между 127 и 115 тыс. л.н. и позднее 12 тыс. л.н., а в остальной части разреза распространено сообщество с преобладанием тех же видов, что отмечал Б. Корлисс в периоды похолоданий в Индийском океане.

Сходство сообществ бентосных фораминифер, характеризующих глубинные воды Северной Атлантики и южной части Индийского океана в холодные периоды позднего плейстоцена, указывает на глобальный характер преобразований физико-химических свойств вод в плейстоцене и связь их с климатическими событиями. Исследования изотопного состава кислорода в раковинах бентосных фораминифер из позднечетвертичных отложений Атлантического и Тихого океанов, формировавшихся под влиянием глубинных вод, позволяют полагать, что эти воды в

периоды ледниковий были холоднее современных их аналогов на 1,3°С. (Duplessy et al., 1980; Shackleton et al., 1983). Вариации изотопного состава углерода подтверждают предположения Б. Корлисса о том, что эти воды не были такой богатой кислородом и высокосоленой водной массой, как современные ГСАВ. Формирование этой водной массы могло происходить в Северной Атлантике примерно так же, как образуются современные ПАВ, — путем опускания у края ледника охлажденных вод, которые были лишены длительного контакта с атмосферой, чтобы быть насыщенными кислородом (Shackleton et al., 1983). Более низкие температуры и соленость глубинных вод ледниковых периодов в сравнении с современными ГСАВ могли быть результатом сокращения или даже прекращения потока теплых соленых вод Средиземного моря в Атлантический океан по тектоническим причинам или вследствие понижения уровня океана.

Предполагаемые изменения физико-химических свойств глубинных вод в периоды ледниковий объясняют те преобразования в придонных условиях и в сообществах фораминифер, которые выявились при изучении плейстоценовых отложений в районе станции 518. На рубеже около 900 тыс. лет и бóльшую часть последних 700 тыс. лет ПАВ находились в контакте не с теплой, богатой кислородом и насыщенной растворенным $CaCO_3$ водной массой, обмен с которой в раннем плейстоцене, как и в настоящее время, ослаблял агрессивные свойства ПАВ, а с холодной, бедной кислородом и недонасыщенной карбонатными ионами водной массой. Это приводило к активизации растворения карбонатного материала на дне, уменьшению видового разнообразия в бентосном сообществе фораминифер за счет сокращения доли батиальных видов и резкого возрастания роли форм, выдерживающих условия сильного недонасыщения вод $CaCO_3$ — Nuttallides umbonifera и Epistominella exigua.

ЛИТЕРАТУРА

Бараш М.С., Блюм Н.С., Оськина Н.С. Стратиграфия четвертичных отложений Риу-Гранди (Южная Атлантика) по планктонным фораминиферам // ДАН СССР. 1984. Т. 279, N 6. С. 1420—1424.

Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 253 с.

Бурмистрова И.И. Ареалы глубоководных бентосных фораминифер в Индийском океане // Биология моря. 1977. N 6. С. 3—11.

Бурмистрова И.И. Глубоководные сообщества фораминифер северной части Индийского океана // Вопр. микропалеонтологии. 1979. Вып. 22. С. 147—155.

Иваненков В.Н. Основные закономерности распределения компонентов карбонатной системы в океане // Океанология: Химия океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 108—132.

Саидова Х.М. О крупномасштабной фациальной приуроченности глубоководных донных фораминифер // Океанология. 1974. Т. 14, вып. 4. С. 665—672.

Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976. 160 с.

Саидова Х.М. Сообщества современных фораминифер абиссальных равнин Тихого океана // Океанология. 1981. Т. 21, вып. 2. С. 360—365.

Anderson J.B. Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica // Micropaleontology. 1975. Vol. 21, N 1. P. 69—96.

Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S. Quaternary biosrtratigraphy and surface paleotemperature based on planktonic foraminifera // Init. Rep. DSDP. Vol. 72. P. 849—869.

Barker P.F., Carlson R.L., Johnson D. et al. Deep Sea Drilling Project Leg 72: Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande rise tectonics // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Vol. 92, pt 1. P. 294—309.

Belanger P.E., Streeter S.S. Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Norwegian-Greenland Sea // Mar. Micropaleontol. 1979. N 5. P. 401—428.

Corliss B.H. Recent deep-sea benthonic foraminiferal distributions in the southeast Indian Ocean: Inferred bottom-water routes and ecological implications // Mar. Geol. 1979. Vol. 31, N 1/2. P. 115—138.

Corliss B.H. Linkage of North Atlantic and Southern Ocean deep-water circulation during glacial intervals // Nature. 1982. Vol. 298. P. 458—460.

Corliss B.N. Distribution of holocene deep-sea benthonic foraminifera in the southwest Indian Ocean // Deep-Sea Res. 1983. Vol. 30, N 2. P. 95—117.

Corliss B.H., Honjo S. Dissolution of deep-sea benthonic foraminifera // Micropaleontology. 1981. Vol. 27, N 4. P. 356—378.

Duplessy J.C., Moyes J., Pujol C. Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age // Nature. 1980. Vol. 286. P. 479—481.

Ellwood B.B., Ledbetter M.T. Antarctic bottom water fluctuations in the Vema Channel: Effects of velocity changes on particle alignment and size // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35. P. 189—198.

Ellwood B.B., Ledbetter M.T. Paleocurrent indicators in deep-sea sediment // Science. 1979. Vol. 203. P. 1335—1337.

Johnson D.A., Ledbetter M.T., Burckle L.H. Vema Channel paleo-oceanography: Pleistocene dissolution cycles and episodic bottom water flow // Mar. Geol. 1977. Vol. 23. P. 1—23.

Johnson D.A., McDowell S.E., Sullivan L.G., Biscaye P.E. Abyssal hydrography, nephelometry, currents and boundary layer structure in the Vema Channel // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 33. P. 5771—5786.

Johnson D.A., Peters C.S. Late cenozoic sedimentation and erosion on the Rio Grande rise // J. Geol. 1979. Vol. 87. P. 371—392.

Le Pichon X., Ewing M., Truchan M. Sediment transport and distribution in the Argentine basin: Antarctic bottom current passage into the Brazil basin // Phys. and Chem. Earth. 1971. Vol. 8. P. 31—48.

Lohmann G.P. Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean // J. Foraminif. Res. 1978. Vol. 8. P. 6—34.

Melguen M., Thiede J. Facies distribution and anddissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and Rio Grande rise: (Southwest Atlantic Ocean) // Mar. Geol. 1974. Vol. 17. P. 341—353.

Peterson L.C., Lohmann G.P. Major change in Atlantic deep and bottom waters 700 000 yr ago: Benthonic foraminiferal evidence from the South Atlantic // Quatern. Res. 1982. Vol. 17. P. 26—38.

Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J.F. North Atlantic foraminifera // Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1953. Vol. 7. P. 1—122.

Prell W.L. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502 B: Evidence for the two modes of isotopic variability // Init. Rep. DSDP. 1982. Vol. 68. P. 455—464.

Reid J.L. On contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea // Deep-Sea Res. 1979. Vol. 26. P. 1199—1223.

Resig J.M. Biogeography of benthic foraminifera of the northern Nasca plate and adjacent continetal margin // Geol. Soc. Amer. Mem. 1981. N 154. P. 619—666.

Shackleton N.J., Imbrie J., Hall M.A. Oxygen and carbon isotope records of east Pacific core V 19—30: Implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 233—244.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 28—239, late Pliocene to latest Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. N 145. P. 449—464.

Streeter S.S., Shackleton N.J. Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150 000-year record of benthic foraminifera and Oxygen-18 // Science. 1979. Vol. 203, N 4376. P. 168—171.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОММИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551.8:551.:791

А.К. АГАДЖАНЯН, Н.И. ГЛУШАНКОВА

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛИОЦЕН—ПЛЕЙСТОЦЕНА ВЕРХНЕГО ДОНА
(по материалам изучения разреза Коротояк)

В настоящее время одной из важнейших задач палеогеографии и четвертичной геологии является изучение комплексом методов опорных разрезов и ключевых участков Русской равнины. Лишь вскрыв динамику природных процессов во всей их полноте и сложности по конкретным регионам, можно заложить фундамент дальнейших крупномасштабных построений и дальних корреляций. Только это позволит создать общую схему развития природной среды для всей территории Советского Союза. Анализу данных по одному из таких опорных страторегионов Верхнего Дона посвящена настоящая работа.

Долина Дона, как показал еще М.Н. Грищенко, в нижней части начала формироваться в конце миоцена. К началу позднего плиоцена долина пра-Дона простиралась от Акчагыльского морского бассейна до широты современной р. Воронеж. Г.Ф. Мирчинк отмечал, что в раннем плейстоцене бассейн этой реки включал в себя территорию, занятую сейчас долиной Оки и Верхней Волги. Потоки основного русла Дона выработали в коренных породах Русской равнины глубокую и хорошо выраженную долину. На ее бортах рыхлые отложения подстилаются меловыми осадками сантона и сеномана. В центральной части долины они размыты, и пески плиоцена лежат на нижнемеловых и даже девонских осадках. Плиоцен-плейстоценовые отложения пра-Дона, по Р.В. Красненкову и Г.В. Холмовому, образуют многоступенчатую серию террас, которые заключают в себе основную информацию о палеогеографии этой территории. Наибольший интерес представляют краевые участки долины, где аллювиальные осадки сочетаются с ледниковыми отложениями и надморенной лёссово-почвенной формацией. Они позволяют наиболее полно восстановить палеогеографическую историю значительной территории Верхнего Дона.

Один из таких ключевых участков расположен на правобережье Дона, на юго-восточной окраине с. Коротояк Воронежской области. Здесь, в естественном обнажении левого борта оврага (общей протяженностью 6—7 км), серией расчисток, заложенных на незначительном удалении друг от друга и приуроченных к одному геоморфологическому уровню, вскрываются: аллювиальные свиты Дона и его правого притока р. Тихая Сосна, подморенные ископаемые почвы и вмещающие их отложения, толща морены донского ледника, надморенная лёссово-почвенная серия (рис. 1).

Детальное представление о подморенных аллювиальных осадках, морене и надморенных отложениях дает расчистка 7[а], в которой сверху вниз вскрываются:

1. Современная почва — чернозем: A_1 — 0,0—0,6 м — суглинок, темно-

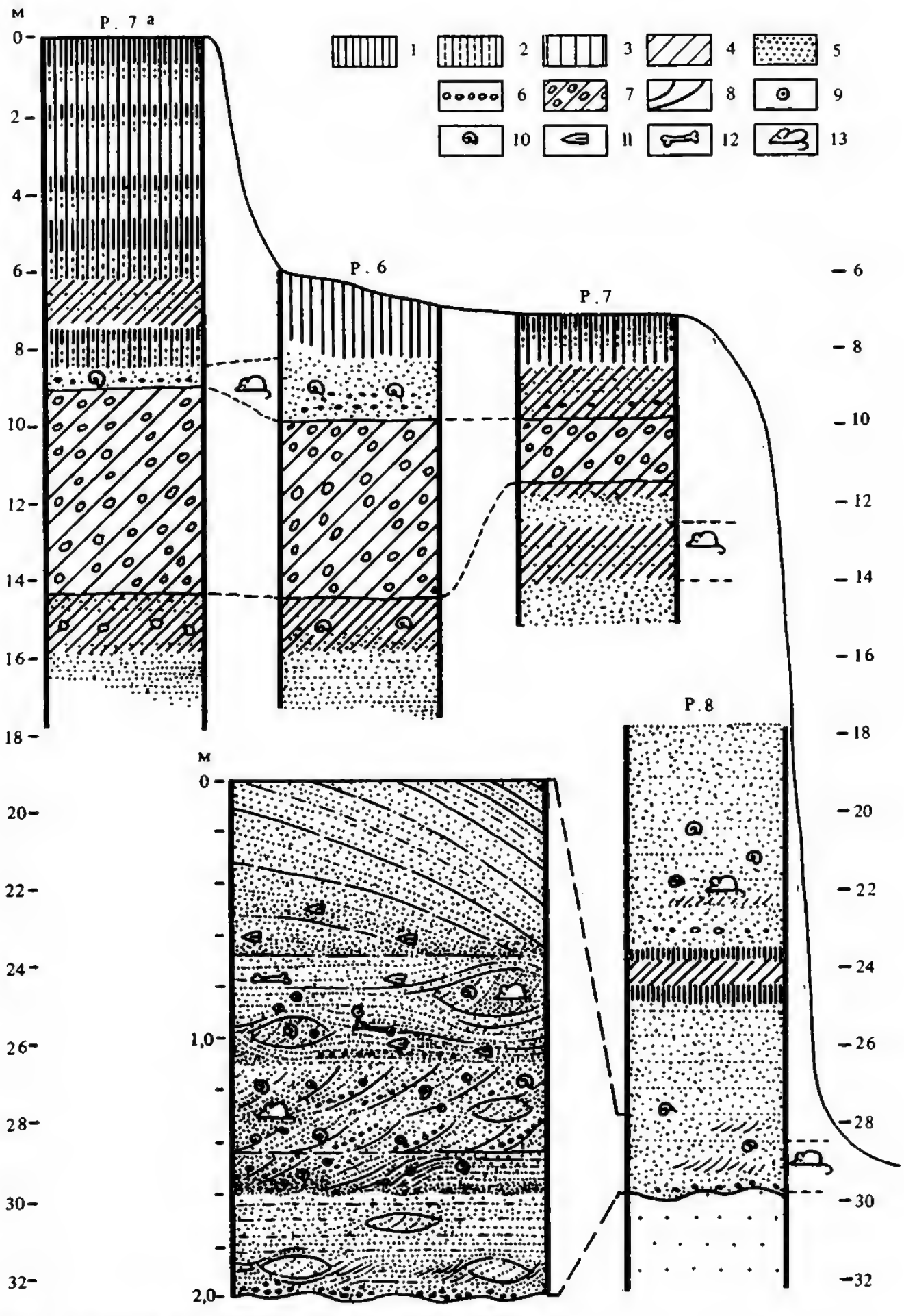


Рис.1. Разрез отложений на правобережье Дона у с. Коротояк

1 — гумусовые горизонты современных и ископаемых почв; *2* — иллювиальные горизонты современных и ископаемых почв; *3* — лёссовидный суглинок; *4* — суглинок; *5* — песок; *6* — гравийно-галечный материал; *7* — донская морена; *8* — характер слоистости; *9* — конкреции; *10* — раковины моллюсков, гастроподы; *11* — раковины моллюсков, унионицы; *12* — костные остатки крупных млекопитающих; *13* — костные остатки мелких млекопитающих

серый, почти черный, комковато-зернистая структура, корни растений; переход языковатый; АВ — 0,6—0,8 м — суглинок буровато-светло-коричневый, комковатая структура, мицелярный карбонатный материал; кротовины различной формы и размеров, выполненные более темным материалом; переход по неровной границе; В —0,8—2 м — суглинок желтовато-бурый, комковато-ореховатая структура, пористый, псевдомицелий, кротовина; переход ясный. Мощность 1,2 м.

2. 1,2—1,7 м — лёссовидный суглинок, буровато-темно-палевый, пористый, неслоистый, карбонатные конкреции, псевдомицелий; контакт по неровной границе. Мощность — 0,5 м.

3. 1,7—2,2 м — I ископаемая почва: A_1 — 0,0—0,3 м — суглинок, серовато-бурый, комковатая структура, пористый, вертикальные потеки более светлого материала, примазки и пунктация гидроокислов железа; переход по неровной границе. B_{Ca} — суглинок, белесовато-сизовато-бурый, комковатая структура, пористый, обилие карбонатного материала (прожилки, псевдомицелий, пятна, конкреции), редкая пунктация гидроокислов марганца, потеки более светлого материала и органического вещества; переход языковатый. Мощность 0,5 м.

4. 2,2—3,55 м — лёссовидный суглинок, темно-палевый с сизоватым оттенком, пористый, неслоистый, обилие карбонатного материала в мицелярной форме, плотный, редкая пунктация гидроокислов железа и марганца; контакт трещиноватый. Мощность 1,35 м.

5. 3,55—4,25 — II ископаемая почва: A_1 — 0,0—0,40 м — суглинок, буровато-серый, белесовато-светло-коричневый, пористый, неясная комковато-порошистая структура, обилие карбонатного материала (псевдомицелий, пятна), редкие точки и примазки гидроокислов марганца, потечность органического вещества и более светлого материала; контакт неровный, языковатый. B_{Ca} — 0,4—0,7 — суглинок, палево-бурый, неясная комковато-ореховатая структура, пористый, скопление карбонатного материала (псевдомицелий, пятна, прожилки, конкреции), редкие точечные новообразования гидроокислов марганца, кротовины, выполненные более темным материалом; переход постепенный. Мощность 0,70 м.

6. 4,25—4,75 — суглинок, серовато-темно-палевый, с пятнами слабого ожелезнения и единичными примазками гидроокислов марганца, пористый, карбонатный (пятна, мелкие конкреции); контакт по неровной границе. Мощность 0,5 м.

7. 4,75—6,30 м — III ископаемая почва: A_1 — 0,0—0,8 м — суглинок, буровато-серый, комковато-порошистая структура, потечность органического вещества, обилие примазок гидроокислов марганца (пунктация, пятна), меньше — железа; контакт по неровной границе. АВ — 0,8—1,0 м — суглинок, буровато-темно-палевый, комковатая структура, потечность органического вещества; переход постепенный. В — 1,0—1,85 м — суглинок, светло- и темно-коричневый, бурый, комковатая структура, обилие железисто-марганцовистых примазок и пятен, микроортштейнов; пятна и пропластки белесой кремнеземистой присыпки; переход по ровной границе. Мощность 1,55 м.

8. 6,3—7,55 м — переслаивание суглинка серовато-бурого, серовато-охристого и песка тонкозернистого, интенсивное ожелезнение, к подошве слоя степень ожелезнения несколько ниже, но достаточно интенсивная; контакт постепенный. Мощность 1,25 м.

9. 7,55—8,50 м — IV ископаемая почва: A_1 — 0,0—0,32 м — суглинок, серовато-бурый, комковато-порошистая структура, интенсивное ожелезнение, макропористый, потечность органического вещества, отдельные языки проникают до глубины 0,9 м кровли почвы; переход по неровной, языковатой границе. АВ — 0,32—0,52 м — суглинок, серовато-желтовато-бурый, неясная

Таблица III. Xenocyon lycaonoides Kretzoi

Нижняя челюсть: *1* — вид сверху, *2*, *3* - вид сбоку

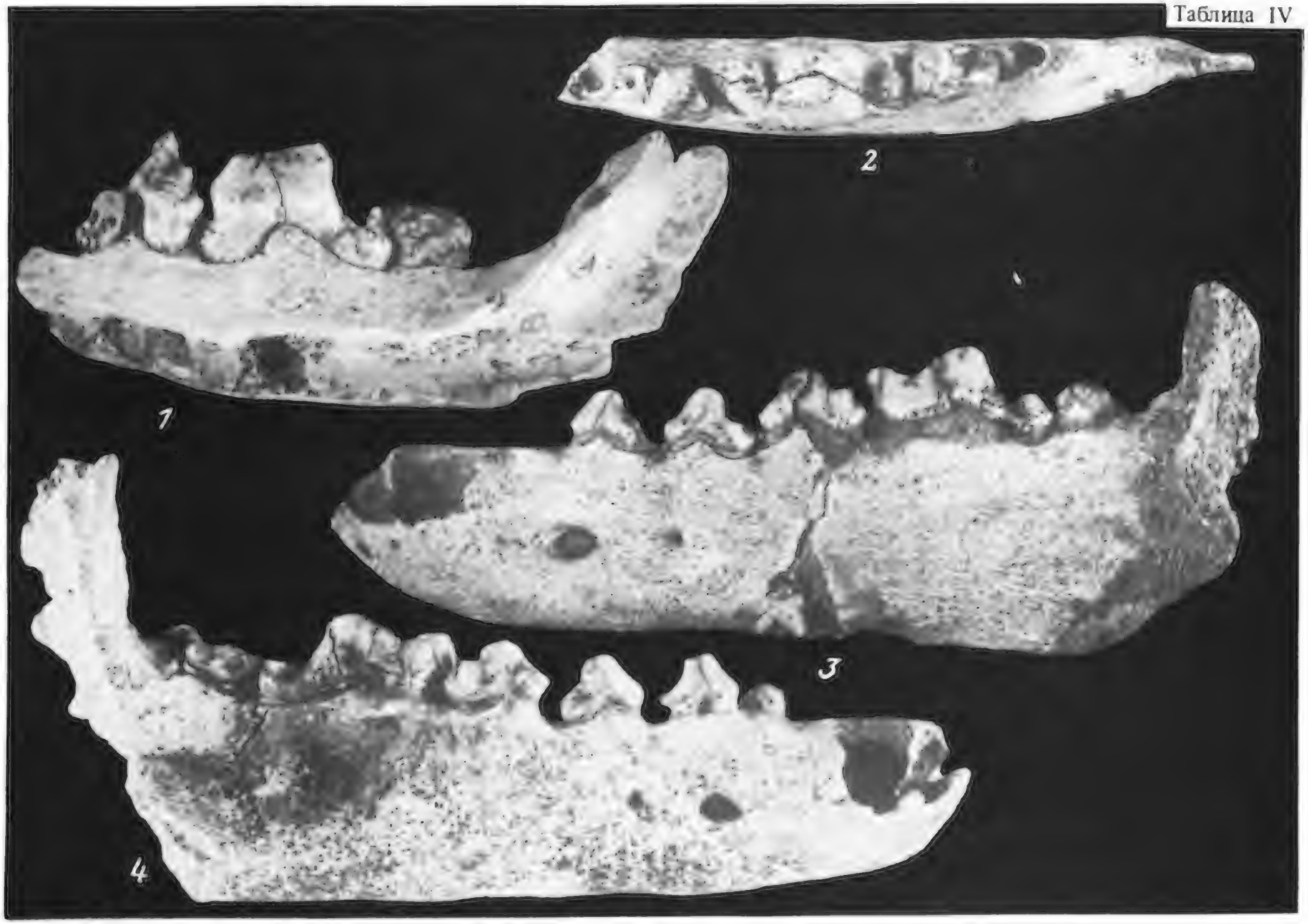


Таблица IV. Xenocyon lycaonoides Kretzoi

Нижняя челюсть: *1, 3, 4* — вид сбоку, *2* — вид сверху

комковато-ореховатая структура, интенсивно ожелезнен и омарганцован; по контакту с нижележащим горизонтом следы оглеения. В — 0,52—0,93 м — суглинок, темно-желтовато-буровато-коричневый, комковато-ореховатая структура; обилие гидроокислов железа, марганца (пунктация, примазки), максимум которых сосредоточен у подошвы горизонта; кротовины, выполненные более темным материалом, камневидные конкреции; контакт волнистый. Мощность 0,95 м.

10. 8,50—9,05 м — песок грубо- и разнозернистый, желтый, белесовато-желтовато-охристый; горизонтально (у подошвы слоя) — косослоистый, обломки коренных пород, глиняные окатыши. На глубине 8,9 м раковины гастропод, кости мелких млекопитающих; контакт по ровной границе (местонахождение Коротояк-4). Мощность 0,55 м.

11. 9,05—14,50 м — суглинок, темно-охристый, желтовато-зеленый, сизовато-серый, желтовато-светло-коричневый, темно-палевый. На глубине 10,0 м — прослой сильновыветрелых обломков гранитов и песчаников; интенсивное ожелезнение по верхнему и нижнему контактам (особенно последнему); перемежаются прослои, обогащенные карбонатным материалом; в интервале глубин 12,25—14,5 м отложения оглеены и сильно ожелезнены, редкие включения окатышей меловых пород; контакт по ровной границе. Мощность 5,45 м.

12. 14,5—15,65 м — переслаивание суглинка темно-серого и песка мелкозернистого, белесовато-светло-желтого, интенсивное ожелезнение. К суглинистым разностям приурочены обломки коренных пород: известняков, гранитов, песчаников. Мощность 1,15 м.

Комплекс ледниковых отложений и перекрывающих их аллювиальных осадков вскрывается в расчистке 6 (сверху вниз):

1. Современная почва (аналогична описанной в расчистке 7[а]). Мощность 1,2 м.

2. 1,2—2,5 м — песок тонкозернистый с прослоями суглинка и грубозернистого песка, горизонтально-слоистый, коричневато-серый, коричневый, кизу — желтый; множество раковин гастропод, обломки меловых пород, кости мелких млекопитающих; контакт по ровной границе (местонахождение Коротояк-3). Мощность 1,3 м.

3. 2,5—4,4 м — суглинок, охристо-белесовато-серый, ожелезненный, выцветы карбонатов, раковины моллюсков, единичные обломки коренных пород; контакт по ровной границе. Мощность 1,9 м.

4. 4,4—7,1 м — глина, от серовато-бурой до серовато-светло-темно-коричневой с красноватым оттенком, интенсивно ожелезнена, обломки коренных пород, единичные раковины моллюсков; в нижней части слоя — переслаивание суглинка и тонкозернистого песка; контакт по ровной границе. Мощность 2,7 м.

5. 7,1—7,4 м — песок тонкозернистый, желтый, переходящий книзу в темно-коричневый и серый, горизонтально- и косослоистый. Мощность 0,3 м.

Строение морены и подморенных отложений с наибольшей полнотой отражается в расчистках 7 и 8. В расчистке 7 сверху вниз вскрываются:

1. Современная почва (аналогична описанной в расчистке 7[а]). Мощность 1,1 м.

2. 1,1—4,8 м — суглинок, глина с включением тонкозернистого песка серовато-бурого, светло-коричневого, охристо-бурого, темно-коричневого с сизоватым оттенком, с редкими валунами местных и кристаллических пород, обилие карбонатного материала, интенсивное ожелезнение; контакт по ровной границе. Мощность 3,7 м.

3. 4,8—8,6 м — песок тонкозернистый, охристо-желтый, желтый, горизонтально- и косослоистый; к низу интервала — переслаивание серовато-желтых песчаных и суглинистых разностей в горизонтальном залегании; в интервале глубин 6,0—7,1 — редкие раковины наземных гастропод, кости мелких млекопитающих. Мощность 3,8 м.

В расчистке 8 сверху вниз вскрываются:

1. 0,0—5,8 м — песок, светло-коричневый, горизонтальнослоистый, с прослоями мелкой гальки меловых пород, раковины пресноводных гастропод, кости мелких млекопитающих (местонахождение Коротяк-2). Мощность 5,80 м.

2. 5,8—6,0 м — I подморенная ископаемая почва, представленная гумусовым горизонтом, достаточно интенсивно прокрашенным органическим веществом, и голубовато-серым гор. В (С?). Мощность 0,20 м.

3. 6,0—6,7 м — суглинок, сизый, обилие гальки меловых пород и остатков раковин моллюсков. Мощность 0,70 м.

4. 6,7—7,2 м — II подморенная ископаемая почва (хорошо выдержана по простиранию в горизонтальном залегании): A_1 — 0,0—0,15 м — суглинок, темно-серый, почти черный, с сизоватым оттенком, редкие точки и пятна ожелезнения; переход по ровной границе; С — 0,15—0,50 м — суглинок, светло-серый с обилием охристых примазок, прожилки карбонатов, комковатая структура. Мощность 0,5 м.

5. 7,2—10,4 м — песок мелкозернистый, светло-коричневый, горизонтальнослоистый. Мощность 3,20 м.

6. 10,4—12,2 м — супесь, песок средне- и тонкозернистый, светло-коричневый, серовато-желтый, серый, серовато-зеленый; горизонтально-косослоистый, раковины гастропод, унионид; в интервале 10,8—11,3 м — обломки костей крупных (оленей) и мелких (преимущественно бобров и зайцев) млекопитающих; обилие хорошо окатанной гальки меловых пород; на глубине 11,3—11,6 м — зубы грызунов, преимущественно полевок (местонахождение Коротояк-1). Мощность 1,8 м.

Таким образом, детальное литологическое изучение плиоцен-плейстоценовых отложений разреза Коротояк показало, что наиболее важными стратиграфическими элементами являются:

1. Плиоцен-нижнеплейстоценовые сложнопостроенные озерно-аллювиальные осадки с двумя костеносными горизонтами хапровской и одним горизонтом таманской фауны, с комплексом ископаемых почв между хапровскими и таманскими аллювиальными свитами.

2. Морена донского оледенения.

3. Надморенный аллювий с костеносным горизонтом позднетираспольской фауны.

4. Надморенный лёссово-почвенный комплекс, состоящий из четырех разновозрастных ископаемых почв, чередующихся с горизонтами лёссов и современной почвы в кровле разреза. Он охватывает период от конца донского оледенения до голоцена включительно.

Литолого-геохимическое изучение плейстоценовых отложений разреза Коротояк выявило особенности их вещественного состава и показало четкие различия в свойствах.

Голоцен Верхнего Дона представлен тяжелосуглинистыми иловато-пылеватыми черноземами, переходящими на плоских междуречьях в лугово-черноземные разности почв. Содержание органического вещества гуматного типа ($C_{гк}/C_{фк}$ — 1,8—2,0) колеблется в черноземах в широких пределах (0,4—6,20%) и плавно падает вниз по профилю. Валовой и механической состав характеризуется однообразием: распределение илистой фракции и полуторных окислов по профилю равномерно. Для него характерны узкие молекулярные отношения SiO_2/R_2O_3, которые в верхней части профиля составляют 4—5, в нижней части несколько сужаются. Реакция почвы нейтральная с переходом в слабощелочную к основанию почвы (pH 7,0—7,5). Материнской породой для современных почв исследуемого региона служат пылевато-тяжелосуглинистые карбонатные (CO_2 карб. — 3,6%) лёссы с органическим веществом фульватного типа, высоким содержанием нерастворимого остатка и несколько повышенным

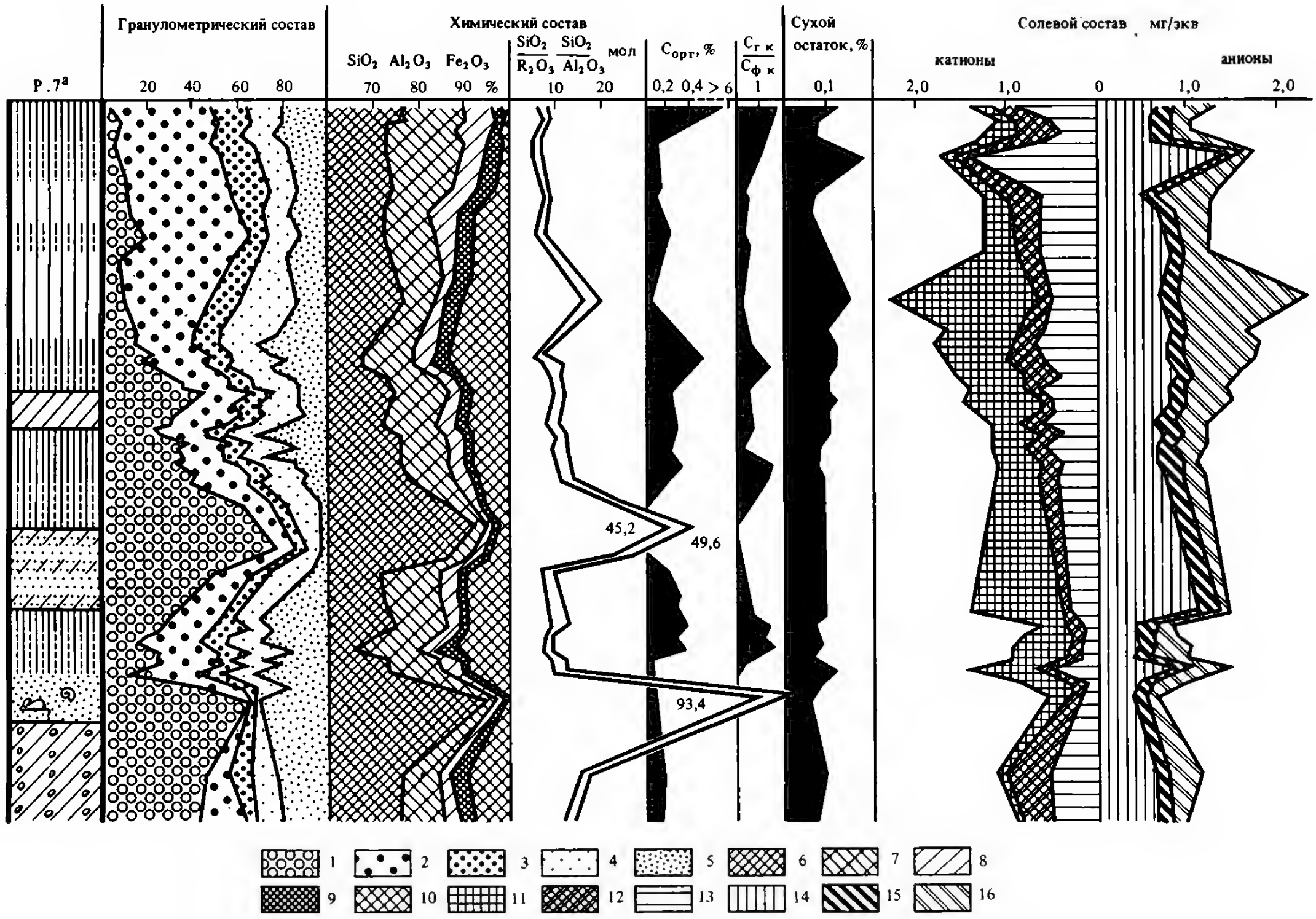
относительно древних почв содержанием легкорастворимых солей гидрокарбонатно-кальциевого состава (сухой остаток — 0,13%) (рис. 2).

В основании последних залегает фрагментарно представленный, в значительной степени нарушенный мерзлотными деформациями горизонт I ископаемой почвы, в генетическом профиле которой отсутствует четкая дифференциация по илистой фракции и полуторным окислам. Намечается лишь относительное накопление их в гумусовом горизонте, особенно заметное по сравнению с перекрывающим лёссом. Достаточно хорошо выражен карбонатный горизонт (CO_2 карб. — 3,0%). Гумус фульватного состава ($C_{гк}/C_{фк}$ — 0,3—0,35), содержание его невелико — 0,15—0,23% с максимумом в наиболее темноокрашенной средней части гор. A_1. По морфологическим признакам, аналитическим показателям, составу и свойствам органического вещества данная палеопочва приближается к современным палевым мерзлотным почвам Якутии (Бельчикова, 1966; Морозова, 1966, 1981; Глушанкова, 1971, 1972, 1974; и др.).

I палеопочва подстилается пылевато-тяжело-среднесуглинистым карбонатным лёссом (CO_2 карб. — 3,2%) со следами оглеения. Содержание гумуса в нем не превышает 0,15%. Водорастворимые соли смешанного гидрокарбонатно-кальциевого и сульфатно-натриевого состава, заметных концентраций их не обнаруживается.

Ниже залегает иловато-пылеватый тяжелосуглинистый полигенетический профиль II черноземовидной палеопочвы, органическое вещество в котором преимущественно гуматного типа ($C_{гк}/C_{фк}$ — 1,2—1,5), содержание его колеблется в пределах 0,22—0,45% с максимальной концентрацией в средней части гор. A_1. Падение его по профилю постепенное. По содержанию основных компонентов вещественного состава педокомплекс достаточно однороден и слабо дифференцирован. Данные валового состава свидетельствуют об отсутствии заметного перемещения полуторных окислов, отмечается лишь относительное накопление их в средней и нижней частях гор. A_1. Для педокомплекса характерны узкие молекулярные отношения SiO_2/R_2O_3, которые в кровле профиля составляют 7,9—8,3; в основании их значения несколько расширяются, достигая 9,1—9,8. Значения pH лежат в пределах слабокислого, близкого к нейтральному и слабощелочному интервалов по всему профилю (pH 6,9—7,6). Легкорастворимые соли гидрокарбонатно-кальциевого состава в педокомплексе содержатся в незначительном количестве (сухой остаток — 0,11%). Материнской породой для II палеопочвы является легко- и среднесуглинистые слабокарбонатные отложения с органическим веществом фульватного типа и незначительным количеством водорастворимых солей гидрокарбонатно-кальциевого состава (см. рис. 2).

На пылевато-иловатых среднесуглинистых осадках, своеобразием химической характеристики которых являются низкое содержание гумуса (0,09—0,17%) и невысокая степень карбонатности (CO_2 не более 1,5%), развит полигенетический профиль III палеопочвы. Он характеризуется пылеватым средне- и тяжелосуглинистым составом с тенденцией к некоторому облегчению с глубиной. Дифференциация минеральной массы в пределах профиля слабо выражена, хотя имеются признаки оглинения верхней и средней частей гор. A_1, к которым и тяготеет максимум ила, полуторных окислов. Для палеопочвы характерны узкие молекулярные отношения SiO_2/R_2O_3, которые в верхней и средней частях профиля составляют 8,5—10,3, а в нижних расширяются до 20,8—45,2. Содержание гумуса, в составе которого гуминовые кислоты устойчиво преобладают над фульвокислотами ($C_{гк}/C_{фк}$ — 1,2—1,3), за исключением верхней части гор. A_1, варьирует в пределах 0,03—0,27% и постепенно падает с глубиной. Примечательной особенностью иллювиального горизонта этой палеопочвы является наличие белесой кремнеземистой присыпки, что


Р. 7а
Гранулометрический состав
20 40 60 80
Химический состав
SiO2 Al2O3 Fe2O3
70 80 90 %
SiO2/R2O3 SiO2/Al2O3 мол
10 20
Сорг, %
0,2 0,4 > 6
Сг к/Сф к
1
Сухой остаток, %
0,1
Солевой состав мг/экв
катионы
анионы
2,0 1,0 0 1,0 2,0
45,2
49,6
93,4
1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14 15 16

фиксируется в повышенном содержании здесь окислов кремния. Количество водорастворимых солей, в составе которых доминируют гидрокарбонаты кальция, невелико (сухой остаток — 0,09—0,10%). Особенности морфологического строения, физико-химическая характеристика позволяют наметить в III палеопочве некоторые черты сходства как с современными черноземовидными почвами умеренных широт, так и с коричневыми почвами субтропических и тропических переменно-влажных областей, развивающихся под ксерофитной лесной и кустарниковой растительностью.

На аллювиальных отложениях залегает пылевато-тяжелосуглинистая IV ископаемая почва, в полигенетическом профиле которой содержание гумуса изменяется в пределах 0,04—0,35% и постепенно уменьшается с глубиной. В распределении его отмечаются два максимума — в средней и нижней частях гор. A_1, где фиксируется фульватно-гуматный тип органического вещества ($C_{гк}/C_{фк}$ — 1,3—1,5). В верхней части гор. A_1 он меняется на фульватный. Данные валового анализа свидетельствуют об отсутствии заметного перемещения полуторных окислов в профиле педокомплекса. Отмечается лишь некоторая обедненность илом и полуторными окислами в средней части гор. AB, B при относительном накоплении их в нижней части оглеенного иллювиального горизонта. Реакция палеопочвы слабокислая, в верхней части профиля приближается к слабощелочной, в нижней — к нейтральной (pH 6,6—7,4). Легкорастворимые соли смешанного гидрокарбонатно-кальциевого и сульфатно-натриевого состава не обнаруживают заметных концентраций (сухой остаток — 0,056—0,108%), максимум их приходится на верхнюю часть гор. A_1 и нижнюю часть гор. B, где количество их выше, чем в вышележащей палеопочве. В педокомплексе отмечается и повышенная карбонатность относительно более молодых почв разреза Коротояк с приуроченностью максимума к нижней части гор. B. Морфологические особенности и аналитические признаки, обнаруженные в профиле IV ископаемой почвы, позволяют диагностировать ее как черноземовидную с остаточными луговыми чертами и сопоставить, возможно, с современными черноземовидными почвами прерий умеренных широт.

Аллювиальные отложения, подстилающие IV ископаемую почву, в значительной степени обогащены кремнеземом и обеднены полуторными окислами. Они почти лишены органического вещества и слабокарбонатны (см. рис. 2).

В гранулометрическом составе мелкозема ледниковых отложений, залегающих ниже по разрезу, доминирует песчано-алевритовая фракция при подчиненном значении пелитовых разностей. Вся толща морены характеризуется близким химическим составом с заметной тенденцией увеличения содержания тонкодисперсных фракций, полуторных окислов и щелочных металлов вниз по разрезу. В целом ей свойственны широкие отношения SiO_2/R_2O_3 относительно вышележащих палеопочв. В толще самой морены наблюдается сужение отношения SiO_2/R_2O_3 к подошве горизонта. Органическое вещество присутствует в ней в незначительном количестве (C орг. — 0,02—0,20%). Степень карбонатности невелика (CO_2 карб. — 1,3—2,9%); в распределении карбонатов по толще ясно выраженных закономерностей не наблюдается.

По основным параметрам химического и гранулометрического состава в донской морене разреза Коротояк обнаруживается сходство с аналогичными отложениями других разрезов Окско-Донской равнины. В то же время в ней проявляются четкие различия вещественного состава относительно днепровской морены бассейна Десны (таблица).

Рис. 2. Литолого-геохимическая характеристика разреза Коротояк

Фракции: *1* — 0,10—0,05 мм, *2* — 0,05—0,01 мм; *3* — 0,01—0,005 мм, *4* — 0,005—0,001 мм, *5* — <0,001 мм; окислы: *6* — SiO_2, *7* — Al_2O_3, *8* — Fe_2O_3, *9* — CaO, *10* — MgO, Na_2O+K_2O; ионы; *11* — Na^+, *12* — Mg^{2+}, *13* — Ca^{2+}, *14* — HCO_3^-, *15* — Cl^-, *16* — So^{2-}_4. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Химический и гранулометрический состав морен донского и днепровского оледенений (осредненные данные), %

Разрез	С орг.	CO_2 карб.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Размер фракций, мм		
						0.5—0.05	0.05—0.001	<0.001
			Донская морена					
Коротояк	0,13*	1,93	75,75	8,71	3,09	41,65	36,29	18,52
Коростелево	0,18	5,82	72,79	6,00	2,28	46,90	33,20	18,20
Урыв	0,36	4,80	69,13	11,05	3,50	34,50	42,60	19,80
Среднее	0,22	4,18	72,55	8,58	2,95	41,01	37,01	18,80
			Днепровская морена					
Стригово	0,16	4,96	79,54	5,77	1,78	59,44	37,01	7,11
Волжино	0,10	4,72	77,66	7,71	1,80	53,53	28,37	8,56
Почеп	0,04	0,40	88,61	6,90	1,46	67,76	25,28	2,64
Среднее	0,10	3,36	81,93	6,79	1,68	60,47	26,80	6,10

* Среднее по разрезу.

Мелкие млекопитающие в разрезе Коротояк получены из четырех горизонтов: подморенных аллювиальных осадков (местонахождения Коротояк-1, 2, 3) и отложений, непосредственно перекрывающих морену (местонахождение Коротояк-4).

В костеносном горизонте Коротояка-1 определены следующие виды мелких млекопитающих: Blarinoides sp. 2*, Desmana termalis Kormos 19, Talpa csarnotani Kretzoi 4, Erinaceus sp. 1, Proochotona ex gr. gigas Arg., Pidopl. 4, Ochotonoides danubicus Topac. 3, Ochotonidae gen. 7, Hypolagus brachignatus Kormos 106, Apodemus silvaticus L. 2, Cricetulus (Tshcerskia) sp. nov. 13, Baranomys lozici Kormos 3, Pliomys ucrainicus topacevski Nesin 41, Promimomys gracilis Kretzoi 39, P. baschkirica Suchov 17, Villanyia veterior Kretzoi 2, Mimomys ex gr. hajnachkensis Fejfar 6. M. hintoni Fejfar, M. sp. 171, Trogontherium sp. 16, Microspalax cf. odessanus Topac. 18. Как показывает приведенный список, для Коротояка-1 характерно обилие зайцеобразных, преимущественно зайцев Hypolagus. Насекомоядные менее многочисленны, но очень специфичны. Выхухоль по размерам хорошо сопоставляется с D. thermalis Korm., которая характерна для второй половины плиоцена. Крот наиболее точно соответствует плиоценовому T. csarnotani Kretzoi. Присутствует крупная землеройка Blarinoides. Среди грызунов преобладают полевки Promimomys. Основной вид P. gracilis Kretzoi отличается слабой гипсодонтией, низкими траками, глубоким залеганием марок на M_1 и M_3. Очень архаичный облик имеет P. baschkirica, которая хорошо сопоставляется с популяцией этих полевок из башкирского местонахождения Симбугино (Сухов, 1977). Примитивными признаками отличаются полевки другой филетической ветви: M. hajnachkensis. Они имеют менее гипсодонтные моляры, слабее развитые дентиновые траки, позднее замыкающиеся и дольше сохраняющиеся марки на M_1 и особенно на M^3 по сравнению с полевками этой группы из Урыва-1, Коротояка-2, Аккулаева, Хайначки, Рембелиц Крулевских (Сухов, 1970, Kowalski, 1960). Довольно многочисленная P. ucrainicus из Коротояка-1 по морфологическим признакам очень близка древнейшей популяции этого вида P. u. topacevskii из среднего слоя Котловины (Несин, 1983).

Сообщество мелких млекопитающих Коротояка-1 имеет, несомненно, плиоценовый возраст. Наиболее точно эта фауна сопоставляется с фауной сред-

* Здесь и далее цифра означает количество определенных экземпляров.

него горизонта Котловины на Украине, Симбугино в Башкирии, Сан-Гюсто в Италии.

Костеносный горизонт Коротояка-2 содержит следующие виды мелких млекопитающих: Beremendia sp 2, Desamana cf. termalis Kormos 4, Talpa sp. 1, Hypolagis sp. 16, Myomimus sp. nov. 3, Apodemus sp. 2, Cricetulus (Tscherskia) sp. nov. 20, Promimomys ex gr. gracilis Kretzoi 15, Mimomys hajnachkensis Fejfar 12, Villanyia petenyii (Mehely) 14, V. veterior Kretzoi 9, Pliomys ucrainicus Topac. Scoric 6, Mimomys sp. 31, Microspalax ex gr. odessanus Topac.9. Облик этой фауны определяют полевки. В противоположность более древним местонахождениям Дона численность зайцеобразных мала и составляет лишь 6%. Среди доминантов наибольшей численности достигает полевка Promimomys gracilis Kretzoi, которая в целом близка популяциям этого вида из Коротояка-1 и Урыва-1. Однако у P. gracilis из Коротояка-2 больше среднее значение высоты коронки, сильнее развиты дентиновые траки, рано исчезает марка на M_1. Особенно контрастны эти различия при сравнении с полевками из Коротояка-1. Содоминант — крупная Mimomys hajnackensis Fejfar — по уровню гипсодонтии и степени развития траков близка номинативной популяции из Хайначки (Fejfar, 1961). Она хорошо сопоставляется с M. "polonicus" из Бетеке, имеет более прогрессивный облик, чем M. hajnackensis из Коротояка-1, архаичнее M. polonicus из Аронделли (Агаджанян, 1976; Fejfar, Heinrich, 1983). Значительно более прогрессивны популяции M. polonicus из Ливенцовки, Рембелиц Крулевских и Перрье-Этуер (Александрова, 1976; Kowalski, 1960; Chaline, 1974). Другая группа, достигающая довольно высокой численности в Коротояке-2, — полевки рода Villanyia. Мелкая V. veterior Kretzoi очень напоминает V. steklovi Zazhigin из Бетеке (Зажигин, 1980), отличаясь, однако, более развитыми траками. Более крупные размеры, слабее развитый мимомисный выступ и очень сильно развитые траки имеет V. exilis из Ливенцовского карьера, парастратотипа хапровской толщи, что свидетельствует о более продвинутом их эволюционном уровне по сравнению с мелкими Villanyia из Коротояка-2. Уникальны сони Коротояка-2. Они имеют примитивное строение зубов, близкое Dryomys и Myomimus, однако отличаются более крупными размерами от известных видов названных родов. Среди насекомоядных присутствует землеройка Beremendia, имеющая очень крупные размеры. Большинство компонентов фауны Коротояк-2 характерно для первой половины позднего плиоцена, т.е. для акчагыла по морской стратиграфической шкале Европейской территории СССР. Это сообщество, несомненно, моложе фауны Коротояка-1, Бетеке, нижних слоев Котловины и, вероятно, Симбугино. По возрасту ему близки такие местонахождения, как Урыв-1, вероятно, Аккулаевский горизонт Аккулаева, Хайначка, Аронделли и др. Вместе с тем фауна Коротояка-2 древнее Урыва-2, Рембелиц Крулевских, Перрье-Этуер и др. Хронологически она соответствует среднему акчагылу.

Костеносный горизонт Коротояка-3 содержит остатки мелких млекопитающих следующего состава: Soricidae inted. 2, Desmana sp. 4, Ochotona ex gr. pusilla Pallas 6, Leporinae inted. 4, Citellus sp. 2, Cricetus ex gr. Allocricetus 1, Mimomys ex gr. pusillus Mehely 41, M. ex gr. intermedius Newton 8, Villanyia sp. 2, Clethrionomys ex gr. sokolovi Topacevski 7, Allophaiomys pliocaenicus Kormos 5, Microtini gen. 7, Prolagurus praepannonicus Topacevski 5, P. sp. 14, Eolagurus cf. simplicior Young 1, Spalax ex gr. odessanus Topacevski 1. Фауна этого горизонта принципиально отличается от фаун нижележащих горизонтов. Здесь значительно снижается численность и уменьшается разнообразие Mimomys, которые представлены лишь двумя гипсодонтными видами. Одновременно в этом сообществе присутствуют первые некорнезубые полевки Allophaiomys pliocaenicus, Prolagurus praepannonicus, Eolagurus simplicidens. Последняя имеет мелкие размеры и ряд других архаичных признаков,

характерных для популяций позднего плиоцена (Агаджанян, Маркова, 1984). Впервые на Верхнем Дону появляется род Clethrionomys лесных полевок. Это знаменует новый этап развития фаун мелких млекопитающих. Ассоциации такого состава, по А.П. Шевченко, характерны для таманского фаунистического комплекса. Они найдены в парастратотипах таманской фауны (материалы ЗИН АН СССР). На Дону такие сообщества известны из местонахождений Успенка и Лог Денисов, в Причерноморье — в местонахождениях Тилигул, Ногайск, Чишмикиой (Топачевский, 1965, 1973; Топачевский, Скорик, 1977; Шушпанов, 1983). В Башкирии местонахождения этого времени сопоставляются с отложениями апшерона (Сухов, 1970). В Западной Сибири им адекватны фауны Кизихи и Раздолья, в Забайкалье — Кудуна (Зажигин, 1980; Ербаева, 1976). В Центральной и Западной Европе фауны первых некорнезубых полевок описаны из местонахождений Камык, Виллань-3, 5, Бетфия X, Грас-а-Монтьере, из скважины Брилле (Kowalski, 1960; Kretzoi, 1956; Terzea, 1968; Chaline, 1972). Л.Д. Мартин выделяет этот стратиграфический уровень по мелким млекопитающим и в Северной Америке.

В местонахождении Коротояк-4 установлены следующие виды мелких млекопитающих: Sorex sp. (мелкая) 2, S. c. araneus L. 3, S. sp. (очень крупная) 5, Desmana cf. moschata L. 10, Erinaceus sp. 1, Mustela nivalis L. 1, Ochotona sp., 9, Leporinae gen. 2, Citellus ex gr. suslicus Güldenstadt 30, Apodemus ex gr. silvaticus L. 3, Cricetus cf. cricetus L. 18, Cricetulus migratorius Pallas 3, Mimomys intermedius Newton 297, Clethrionomys ex gr. glareolus Schreber 30, Lagurus transiens Janossy 16, Dicrostonychini gen. 1, Pitymys arvaloides Hinton 68, P. gregaloides Hinton 15, P. sp. 3, Microtus oeconomus Pallas 17, M. cf. middendorfi Poljakov 16, M. arvalinus Hinton 8, Stenocranius gregalis Pallas 1, Microtini sp. 352, Sicista sp. 1, Allactaga jaculus Pallas 1, Spalax sp. 1, Myospalax sp. 1. Видовой состав этой фауны отличается значительным разнообразием. Фон здесь определяют поздние полевки Mimomys и некорнезубые полевки Pitymys, Microtus, Prolagurus. Присутствуют рыжие полевки, хомяки, мыши, слепыши, редкие тушканчики, обнаружены единичные цокор и копытный лемминг. Разнообразен состав насекомоядных: землеройки, выхухоль, еж. Зубная система полевок Mimomys популяции Коротояк-4 достигает очень высокой степени гипсодонтии при еще сохраняющихся корнях моляров, которые закладываются, правда, лишь на самых поздних стадиях онтогенеза. Эти поздние Mimomys по морфологическим параметрам уже мало отличаются от некорнезубых Arvicola, появляющихся в лихвине.

По соотношению различных видов корнезубых и некорнезубых полевок фауна Коротояк-4 отвечает сообществам второй половины раннего плейстоцена, т.е. тираспольскому комплексу. Обилие прогрессивных Pitymys arvaloides и Microtus cf. arvalis свидетельствует о том, что данная фауна отвечает наиболее поздним фазам развития тираспольского комплекса. В бассейне Дона аналогичный уровень имеют фауны Вольной Вершины, Кузнецовки, Жердевки и других надморенных местонахождений. В Западной и Центральной Европе им, вероятно, сопутствуют фауны слоя 10 местонахождения Уппонь и слоев 12—13 Тарке в Венгрии, а также отложения, датируемые кромером IV в Англии (Janossy, 1969; Sutcliffe, Kowalski, 1976). В целом сообщество Коротояк-4 по эволюционному уровню своих основных представителей моложе таких типично тираспольских фаун, как Новохоперск, Урыв-4, Моисеево на Дону, Колкотова балка (Тирасполь) на Днестре, Фойгштедт и Зюссенборн в ГДР, фауны пресноводных слоев Вест Рантона в Англии (кромер II).

Изложенные выше материалы комплексного изучения литолого-геохимических особенностей палеопочв разреза новейших отложений и мелких млекопитающих позволяют выделить и кратко охарактеризовать последовательные основные этапы палеогеографического развития Верхнего Дона.

Древнейшие аллювиальные пески, вскрывающиеся в основании разреза Коротояк, датируемые по микротериофауне началом позднего плиоцена, т.е. ранним акчагылом, свидетельствуют о существовании достаточно крупного водного потока, ложем которого являлись меловые отложения. Господствующим типом ландшафта в это время были лесостепи, в которых открытые участки чередовались с лесными массивами. В древостое последних значительную часть составляли широколиственные породы. В речных протоках и старицах была обильна водная растительность, богата и разнообразна фауна моллюсков. Большое количество насекомоядных в составе биоты, особенно выхухоли и крота, присутствие слепыша и мышей свидетельствуют о благоприятных климатических условиях. Теплые летние температуры, очевидно, сочетались с умеренным увлажнением. Зимы были мягкими, промерзание почвы не происходило.

Следующий палеогеографический этап представлен аллювиальной свитой, которая датируется первой половиной позднего плиоцена, средним акчагылом. Судя по фауне мелких млекопитающих, климат в это время был теплым и умеренно влажным. Присутствие мышей и сонь свидетельствует о развитии лесной растительности с преобладанием дуба, липы, возможно бука. На это же указывает наличие хомяка, близкого маньчжурскому Tcherskia triton и крупной землеройки Beremendia. Существование последней можно представить себе только в условиях теплого климата с обилием наземных беспозвоночных. Ее современный морфологический и вероятный экологический аналог Blarina brevicauda населяет западные районы США от Калифорнии до Великих Озер и южных районов Канады. Леса этой области, как отмечал В.В. Алехин, очень напоминают третичные леса Восточной Азии. В границах современного ареала Blarina существует с превисконсина, причем в холодные эпохи ее популяции сдвигались к югу, а в теплые — занимали современное положение (Graham, Semken, 1976). Присутствие выхухоли и крота предполагает относительно теплые зимы без заметного промерзания почвенного покрова и открытых водоемов. Экологический состав сообщества предполагает пестроту биотопической обстановки. Присутствие слепыша свидетельствует о наличии хорошо дренированных степных участков, мышей, сони, хомяка — о распространении кустарниковых и лесных массивов с доминированием широколиственных пород.

Последующий этап развития представлен в изученном разрезе озерно-аллювиальными осадками с фауной мелких млекопитающих таманского комплекса, т.е. второй половины позднего плиоцена. Ее палеоэкологический облик может быть восстановлен лишь в общих чертах. Присутствие выхухоли, лесных полевок Clethrionomys и слепыша свидетельствует о теплом климате межледниковья. Довольно высокая численность пеструшек, наличие хомяка, суслика, полевки рода Villanyis предполагает развитие степных сообществ. Господствующим был, вероятно, ландшафт лесостепи.

Подморенную часть разреза Коротояк завершают аллювиальные осадки, оставленные потоком, который уничтожил отложения конца плиоцена и первых этапов плейстоцена. В других районах Верхнего Дона они хорошо представлены и содержат богатую фауну мелких млекопитающих, а также горизонты ископаемых почв (разрезы Коростелево, Веретье, Урыв и др.).

Во второй половине раннего плейстоцена произошло крупное похолодание. Оно привело к обширному покровному оледенению, охватившему и бассейн Верхнего Дона. В этот период на всем пространстве Окско-Донской равнины образовалась толща моренных суглинков с обломочным материалом кристаллических пород. Это оледенение явилось причиной крупных биоценотических перестроек как в период похолодания, так и после него. К заключительным фазам раннего плейстоцена относятся аллювиальные отложения, перекрывающие

морену в изученном разрезе. В них содержатся остатки мелких млекопитающих тираспольского комплекса. Они позволяют реконструировать вполне определенный облик сообщества. Обилие и разнообразие полевок рода Pitymys, присутствие Clethrionomys и мышей свидетельствуют о значительной роли хвойно-широколиственных лесов в ландшафтах того времени. Наличие хомяка, близкого Cricetus cricetus, предполагает существование луговых сообществ. Суслики, пеструшки, хомячок и тушканчик — показатели широкого распространения степных участков, местами с разреженным травостоем. Наличие слепыша и особенно цокора также говорит в пользу лесостепных ландшафтов. Не совсем понятна единичная находка зуба копытного лемминга. Его, вероятно, нужно считать переотложенным из более древних отложений предшествующей холодной эпохи. Все это позволяет предполагать, что фауна горизонта Коротояк-4 существовала в условиях теплого и довольно сухого климата межледниковья. Господствующим типом ландшафта была лесостепь, в которой лугово-степные и степные участки чередовались с массивами хвойно-широколиственных лесов. Промерзание почвы и ледяной покров на водоемах в зимнее время не могли быть значительными.

В послеледниковый палеогеографический этап на древнеаллювиальной равнине Верхнего Дона, в условиях лесостепного ландшафта, повсеместное развитие получили черноземовидные палеопочвы с хорошо выраженным профилем, отражающим многосложную историю среднеплейстоценового времени. Формирование почвенного покрова в оптимум межледниковья происходило, очевидно, при доминирующем дерновом процессе и почти полном отсутствии элювиально-иллювиального. Развитие IV палеопочвы сопровождалось интенсивным гумусонакоплением в среде, богатой кальцием, с образованием органического вещества гуматного типа. Имело место внутрипочвенное оглинивание. Водный режим, по-видимому, не оставался постоянным, а периодически менялся. Совместное нахождение в профиле IV палеопочвы сизых пятен оглеения, охристых пятен гидратов окислов железа, микроорштейнов указывает на неоднократную смену окислительно-восстановительного режима в развитии ископаемой почвы. На следующих этапах формирования древней почвы условия для накопления органического вещества становились менее благоприятными. Верхняя часть гумусового горизонта, вероятно, деградировала. Процесс степного почвообразования сменился иным, происходящим в более аридных условиях. На заключительных этапах межледниковья и в самом начале последующего похолодания климата палеопочва испытала воздействие криогенных процессов. В конце похолодания палеопочва была перекрыта суглинками, осадконакопление которых, по всей вероятности, происходило в условиях нарастающей аридизации. Это обусловило резкое сокращение лесных участков и почти полное господство степей.

На последующем палеогеографическом этапе вновь доминировали лесостепные ландшафты. Более поздняя эпоха среднеплейстоценового почвообразования на исследуемой территории была достаточно продолжительной и ознаменовалась развитием более мощного, чем в предыдущую эпоху, полигенетического профиля III ископаемой почвы с достаточно хорошо выраженным гумусово-аккумулятивным и оглиненным иллювиально-карбонатным горизонтами. Формирование профиля этой палеопочвы в оптимальную фазу развития, по-видимому, было обусловлено интенсивным гумусонакоплением, протекавшим под многолетней растительностью в условиях нейтральной или слабощелочной среды, богатой основаниями. Оно происходило на фоне относительной изменчивости гидротермического режима, включавшего периоды с некоторым или даже значительным недостатком влаги, что приводило к непромывному или периодически непромывному типу водного режима: сухой период сменялся влажным и относительно теплым. Наличие по всему профилю III палеопочвы следов восстановительного режима, максимум которых приурочен преимущественно к гу-

мусовому горизонту, позволяет предположить также и луговую стадию в ее развитии. Заключительная фаза почвообразования происходила в более континентальных условиях, чем оптимальная. К концу формирования палеопочвы, перед наступлением очередного оледенения, климат становился холодным и относительно более влажным. Этот этап зафиксирован в осветвленной части гумусового горизонта с фульватным типом гумуса и в языковатости перехода горизонта A_1 в нижележащие. Наличие последнего в современных почвах связывается В.М. Алифановым и др. с трещиноватостью криогенного генезиса. Постепенный переход III палеопочвы в перекрывающий ее лёсс, залегающий в основании позднеплейстоценового педокомплекса, отражает последовательную смену эпигенетического почвообразования сингенетическим в эпоху лёссонакопления в условиях сухого и холодного климата.

Достаточно длительное и глубокое потепление климата на рубеже среднего и начала позднего плейстоцена на территории Верхнего Дона сопровождалось развитием покрова черноземно-дернового генезиса. В комплексе морфологических признаков и химических характеристик прослеживается сложный путь стадийного формирования мезинского педокомплекса в неодинаковых по продолжительности и своеобразию природной обстановки последовательных этапах почвообразования. Последним присуща минимальная контрастность основных черт двухфазного развития, сходный педогенез с ведущим перегнойно-аккумулятивным процессом при отсутствии элювиально-иллювиального. Аналогичные особенности формирования мезинского педокомплекса на Окско-Донской равнине отмечались Т.Д. Морозовой, В.П. Ударцевым, С.А. Сычевой. Подобные черты развития последнего установлены Н.И. Глушанковой в стратотипическом разрезе Коростелево.

Почвообразование первой фазы педокомплекса в эпоху микулинского межледниковья происходило, вероятно, в теплых и влажных условиях ландшафтов южной лесостепи. В период раннего межстадиала валдайского оледенения на Верхнем Дону формировались почвы безлесных степных пространств. Наибольшее развитие получили процессы гумусонакопления с гуматным типом органического вещества. На последующих этапах, в условиях нарастающей аридизации климата, происходила, по всей вероятности, деградация гумусового горизонта, уменьшение в нем доли гуминовых кислот, превалирование фульвокислот в составе органического вещества. Почвообразование этого периода сходно, очевидно, с современным почвообразованием сухих степей. На заключительных стадиях развития II педокомплекс под влиянием общей аридизации климата, сильного иссушения почвенного профиля приобретает трещиноватость, позднее трещины заполняются средневалдайским лёссовым материалом. Накопление последнего происходило в условиях резко континентального климата при минимальном участии почвообразовательных процессов.

Наступившее затем потепление интерстадиального характера сопровождалось развитием своеобразного почвенного покрова со слаборазвитым генетическим профилем. В его строении прослеживаются гумусовый и иллювиально-карбонатный горизонты со следами оглеения по всему профилю, в значительной степени измененного криогенными процессами. Эпоха формирования брянской палеопочвы отличалась, вероятно, бóльшим палеогеографическим своеобразием по сравнению с более древними почвами разреза Коротояк. Она характеризовалась холодными континентальными условиями и лесотундровым типом растительности (Глушанкова, 1971; Болиховская и др., 1976; Морозова, 1981; Величко и др., 1984).

Накопление валдайского лёсса, материнской породы для голоценовых почв Верхнего Дона, происходило в условиях сухого и холодного климата.

Изложенные выше материалы позволяют сделать ряд общих выводов. В разрезе Коротояк уровни древнего почвообразования и костеносные горизонты мел-

ких млекопитающих датируют как ледниковые, так и перигляциальные отложения. Установлено, что две нижние аллювиальные пачки относятся к разным этапам первой половины позднего плиоцена (акчагылу). Верхняя подморенная аллювиальная пачка отвечает второй половине позднего плиоцена (апшерону). Морена датируется началом второй половины раннего плейстоцена. Надморенный аллювий соответствует заключительным этапам раннего плейстоцена. Надморенный лёссово-почвенный комплекс охватывает временно́й интервал от конца раннего плейстоцена до голоцена и отражает не менее чем четырехкратную смену холодных и теплых эпох.

Плиоцен-плейстоценовая история бассейна Верхнего Дона характеризовалась многократными изменениями природно-климатической обстановки на разных этапах палеогеографического развития территории, что нашло отражение в сложной динамике осадконакопления.

Интересно сопоставление полученных результатов с материалами по бассейну Днепра. Здесь, под днепровской мореной, как установлено А.К. Марковой, залегают фауны лихвинского межледниковья, что подтверждают и наши наблюдения в бассейне Десны. Детальное изучение лёссов и погребенных почв этого региона было проведено А.А. Величко. Нами получены новые данные по разрезам Почеп, Волжино, Стригово и др. на междуречье Десны и Днепра. Они свидетельствуют о том, что в этом районе на днепровской морене залегают либо две ископаемые почвы (мезинская и брянская), либо озерные отложения микулинского и валдайского времени. Иные соотношения, как показано выше, отмечаются в бассейне Дона, где морена подстилается и перекрывается тираспольской фауной мелких млекопитающих, а над ней лежат четыре горизонта палеопочв.

Приведенные факты убедительно свидетельствуют о разновозрастности морен бассейнов Днепра и Дона. Это положение было высказано Н.И. Дмитриевым (1948), Р.В. Красненковым, А.К. Агаджаняном (1975). Позже оно было подтверждено и получило дальнейшую разработку в комплексных исследованиях, проводимых под руководством А.А. Величко (Величко и др., 1977; Величко, 1980). Наши материалы, полученные за последние 15 лет, неоспоримо свидетельствуют в пользу этой точки зрения. Наглядным тому примером являются изложенные выше данные по разрезу Коротояк. Однако единой общепризнанной схемы детальной корреляции палеогеографических событий разных регионов Русской равнины не существует до сих пор. Составление такой схемы — дело будущих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К. Полевки (Microtinae, Rodentia) плиоценового местонахождения Урыв-1, Средний Дон // Эволюция грызунов и история формирования их современной фауны. Л.: Наука, 1976. С. 58—98. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 66).

Агаджанян А.К., Маркова А.К. Желтые пеструшки (Eolagurus, Rodentia, Mammalia) плейстоцена Русской равнины // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1984. N 53. С. 75—85.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 291. 98 с.

Бельчикова Н.П. Особенности природы гумусовых веществ таежных почв Средней Сибири, развивающихся на основных породах // Почвоведение. 1966. N 10. С. 46—55.

Болиховская Н.С., Глушанкова Н.И., Рентартен Н.В., Судакова Н.Г. Погребенные почвы Лихвинского (Чекалинского) разреза // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976. N 45. С. 30—44.

Величко А.А. О возрасте морен Днепровского и Донского ледниковых языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7—19.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. N 6. С. 5—19.

Величко А.А., Ударцев В.П., Маркова А.К. и др. Новые представления о возрасте Днепровского и Донского покровного оледенения Русской равнины // Там же. 1977. N 6. С. 25—36.

Глушанкова Н.И. Особенности группового состава гумуса погребенных почв Лихвинского разреза // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1971. N 5. С. 109—113.
Глушанкова Н.И. Органическое вещество погребенных почв, новейших отложений и его палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1972. 25 с.
Глушанкова Н.И. К познанию свойств органического вещества погребенных почв // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках и методы его изучения. М.: Наука, 1974. С. 190—209.
Дмитриев Н.И. О возрасте Днепровского и Донского ледниковых языков // Учен. зап. Харьк. ун-та. 1948. Т. 26. Зап. н.-и. ин-та геол. Т. 9.
Ербаева М.А. Древние бугорчатозубые грызуны Забайкалья // Геология и геофизика. 1976. N 2. С. 144—148.
Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 339. 154 с.
Красненков Р.В., Агаджанян А.К. Нижний плейстоцен Среднего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР.1975. N 44. С. 69—83.
Морозова Т.Д. Мерзлотные палевые почвы Центральной Якутии // Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М.: Наука,1966. С. 93—114.
Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.
Несин В.А. Новые находки ископаемых полевок рода Pliomys (Rodentia, Microtinae) // Вестн. зоологии. Киев, 1983. N 6. С. 41—45.
Сухов В.П. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М.: Наука, 1970. 91 с.
Сухов В.П. Мелкие позвоночные // Фауна и флора Симбугино. М.: Наука, 1977. С. 121—139.
Топачевский В.А. Насекомоядные и грызуны ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев: Наук. думка, 1965. 163 с.
Топачевский В.А. Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев: Наук. думка, 1973. 235 с.
Топачевский В.А., Скорик А.Ф. Грызуны раннетаманской фауны Тилигульского разреза. Киев: Наук. думка, 1977. 249 с.
Шушпанов К.И. Позднеплиоценовая фауна млекопитающих Чишмикиойского местонахождения. Кишинев: Штиинца, 1983. 111 с.
Chaline J. Les rongeurs du pleistocene moyen et superieur de France. P.: Edit. CNRS, 1972. 395 p.
Chaline J. Un nouveau critere d'étude des Mimomys, et les rapports de Mimomys occitanus — Mimomys stehlini et de Mimomys polonicus (Arvicolidae, Rodentia) // Acta zool. cracov. 1974. Vol. 16. P. 337—355.
Fejfar O. Die plio-pleistozanen Wirbeltierfaunen von Hajnacka und Ivanovce // Neues Jb. Geol. und Paläntol. Abh. 1961. Bd. 111, N 3. S. 257—273.
Fejfar O., Heinrich W.-D. Arvicoliden Sukzession und Biostratigraphie des Oberpliozäns und Quartärs in Europa // Schriftenr. Geol. Wiss. 1983. H. 19/20. S. 61—110.
Graham R.W., Semken H.A. Paleoecological significance of the short-tailed shrew (Blarina), with a systematic discussion of Blarina ozarkensis // J. Mammal. 1976. Vol. 57, N 3. P. 433—449.
Janossy D. Stratigraphische Auswertung der europäischen mittelpleistozänen Wirbeltierfauna. T. 1. // Geol. Paläontol. Ber. dt. Ges. Geol. Wiss. 1969. Bd. 14, H. 4. S. 367—483.
Kowalski K. Pliocene insektivores and rodents from Rebielice Krolewskie (Poland) // Acta zool. cracov. 1960. Vol. 5. P. 155—194.
Kretzoi M. Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villanyer Gebirges // Geol. hung. Ser. palaeontol. 1956. Fasc. 27. P. 1—264.
Sutcliffe A.J., Kowalski K. Pleistocene rodents of the British Inslea // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.). 1976. Vol. 27, N 2. P. 35—147.
Terzea E. Observations sur les especes de Lagurus connues du Pleistocene de Roumanie // Trav. Inst. spéol. 1968. T. 7. P. 271—290.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551.79.569(57)

М.В. СОТНИКОВА

АССОЦИАЦИЯ МЕЛКИЙ ВОЛК — КСЕНОЦИОН В ПОЗДНЕМ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ — РАННЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В комплексах хищных млекопитающих позднего эоплейстоцена и раннего плейстоцена Европы и Северной Азии наиболее часто встречаются мелкий волк рода Canis и крупный представитель рода Xenocyon. Ассоциация Canis mosbachensis Soergel и Xenocyon lycaonoides Kretzoi отмечается во многих эпивиллафранкских местонахождениях Англии, Венгрии, Чехословакии, ФРГ. На территории СССР эта ассоциация была впервые отмечена на Колымской низменности в составе олерского фаунистического комплекса, в южном Таджикистане она обнаружена в раннеплейстоценовой фауне Лахути (Сотникова, 1978). В Центральной Азии (Северный Китай) в отложениях этого возраста были известны только остатки мелких волков Canis variabilis Pei и красных волков рода Cuon (Pei, 1934; Teilhard de Chardin, 1940; Teilhard de Chardin, Pei, 1941). Достоверные находки ксеноциона в этом регионе не отмечались.

Исследования советских палеонтологов и геологов на территории МНР и Забайкалья дали большой и интересный материал по позднеплейстоцен-раннеплейстоценовым Canidae Центральной Азии и позволили впервые установить присутствие ассоциации мелкий волк — ксеноцион на территории МНР (местонахождение Налайха) и в Забайкалье (местонахождение Засухино).

Геологическое строение и фауна местонахождений Налайха и Засухино изучались коллективом исследователей (Базаров и др., 1976; Вангенгейм, Сотникова, 1981; Калмыков, 1981; Жегалло и др., 1982). Состав млекопитающих фаунистических горизонтов Налайхи и Засухино определен Э.А. Вангенгейм, И.А. Вислобоковой, Е.Л. Дмитриевой, И.А. Дуброво, В.С. Зажигиным, М.А. Ербаевой, Н.П. Калмыковым, М.В. Сотниковой.

В Налайхе известны Ochotona sp., Citellus sp., Marmota sp., Allactaga sp., Canis variabilis, Xenocyon lycaonoides, Ursus ex gr. deningeri, Pachycrocuta brevirostris sinensis, Panthera sp., Mammuthus sp., Coelodonta tologojensis, Equus (Hemionus) sp., Megacerini gen. indet., Bison sp., Spirocerus wongi, Gazella (Procapra) cf. gutturosa.

В Засухино обнаружены остатки Ochotona sp. A., O. sp. B., Marmota cf. sibirica, Citellus (Urocitellus) undulatus, Cricetulus sp., Cricetinus sp., Allophaiomys cf. pliocaenicus, Lasiopodomys cf. brandti, Microtus cf. oeconomus, M. ex gr. mongolicus, Microtinae gen. indet, Pitymys ex gr. hintoni-gregaloides, Myopus sp., Clethrionomys sp., Alticola sp., Prosiphneus sp., Nyctereutes sp., Canis variabilis, Xenocyon lycaonoides, Ursus sp., Gulo sp., Pachycrocuta brevirostris sinensis, Homotherium sp., Panthera sp., Felis sp., Elephantinae, Rhinocerotidae, Coelodonta tologoijensis, C. sp., Equus ex gr. sanmeniensis, E. sp., Alces cf. latifrons, Capreolus cf. süssenbornensis, Bison sp., ? Ovibovini gen. indet., Spirocerus wongi.

Как видно из приведенных списков, в составе фауны млекопитающих Засухина и Налайхи много общих элементов. По видовому составу форм и по степени эволюционного развития санменьской лошади фауна Налайхи коррелирует с фауной Засухино (Жегалло и др., 1982).

Геологический возраст основной костеносной толщи (горизонт III) в Засухино по фауне крупных млекопитающих Canis variabilis, Xenocyon lycaonoides, Equus ex gr. sanmeniensis, Capreolus cf. süssenbornensis определяется в широких пределах: поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен. Ассоциация мелких млекопитающих, представленная в Засухино поздней формой Allophaiomys и Microtus, позволяет несколько уточнить возраст костеносных отложений. Эта ассоциация типична для переходных фаун от эоплейстоцена к плейстоцену, таких, как фауна Карай-Дубина в Восточной Европе.

В настоящей статье описываются остатки представителей семейства Canidae из этих двух местонахождений.

СЕМЕЙСТВО CANIDAE GRAY, 1821

Род Canis L., 1758

Canis variabilis Pei, 1934

Табл. I, *1—6;* II, *1—7*

Canis lupus variabilis: Pei, 1934, p. 13—18, PL. I, fig. 2—4, Pl. II, fig. 1, 3—4. Teilhard, 1936, p. 7—8.
Canis variabilis: Teilhard, Pei, 1941, p. 9—10, fig. 5—7.

Диагноз. Размеры средние. Кондилобазальная длина черепа не больше 215 мм. Морда слегка удлиненная. Лобный синус выражен меньше, чем у Canis lupus. Верхний хищнический зуб имеет относительно длинный талонид. Нижние премоляры крупные, с хорошо обособленными задними бугорками: P_4 крупный относительно длины M_1, его вершинка находится на уровне или чуть ниже вершины параконида M_1. Основание коронки P_4 всегда находится на уровне основания коронки M_1.

Материал. Коллекция ГИН N 4370: три фрагмента нижней челюсти — N 94, 95, 91; два нижних хищнических зуба — N 106, 107; два фрагмента верхнечелюстной кости с зубами — N 96, 97; отдельные зубы, дистальные концы большой берцовой (N 105) и плечевой (N 104) костей. Сборы Э.А. Вангенгейм, М.В. Сотниковой, 1978 г.

Коллекция ПИН N 3747: фрагмент черепа с резцами — N 113; шесть фрагментов верхнечелюстной кости с зубами — N 113, 254, 255, 125, 248, 251; два верхних изолированных хищнических зуба — N 250, 263; фрагментарные остатки восьми нижних челюстей — N 253, 129, 133, 128, 116, 130, 114, 249; хищнический зуб M_1 — N 115, первый шейный позвонок — N 246; фрагмент плечевой кости — N 233; фрагменты четырех лучевых костей — N 189, 190, 188, 116; фрагменты двух локтевых костей — N 187, 230; фрагмент бедренной кости — N 234, пяточные кости — N 218, 219; астрагалы — N 220, 119, 118; метакарпальные кости — N 191—193; мелкие кости запястья — N 195—217. Сборы В.И. Жегалло, М.А. Борисоглебской, М.В. Сотниковой, 1975 г., Е.Л. Дмитриевой, 1976 г.

Местонахождение. СССР, Западное Забайкалье, бассейн р. Итанца, местонахождение Засухино, колл. ГИН N 4370.

МНР, бассейн р. Тола, местонахождение Налайха, колл. ПИН N 3747.

Геологический возраст. Поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен.

Описание. Размеры близки к размерам современных волков южной части ареала C. lupus. Верхние резцы плотно примыкают друг к другу. Ширина черепа в резцах 26,5 мм (N 3747-113). I^3 крупный, клыкообразный, по медиальной поверхности коронки зуба проходит сильный базальный воротничок,

Таблица 1

Верхние зубы Canis variabilis Pei и Xenocyon lycaonoides Kretzoi

Промеры, мм	Canis variabilis									Xenocyon lycaonoides	
	Налайха, колл. ПИН N 3747								Засухино, кол. ГИНN4370/97	Засухино, ГИН N 4370	
	254	113	248	125	251	255	250	263		109	108
P^4: длина	21,5	22,4	—	—	—	—	21,1	22,5	22,8 al.	25,0	—
длина по протокону	22,2	22,9	—	—	—	—	21,1	—	—	24,8	—
длина метакона	8,0	8,3	—	—	—	—	7,7	8,0	8,3	9,8	—
ширина	11,3	11,1	—	—	—	—	10,0	—	—	12,9	—
ширина метакона	8,9	8,4	—	—	—	—	6,6	8,3	8,1	10,4	—
M^1: длина	13,7	14,3	14,2	14,9	14,0	13,3	—	—	15,0	—	17,0
длина в пережиме	9,8	10,4	10,6	10,7	11,1	9,5	—	—	10,1	—	12,5
ширина	18,0	19,3	17,3	18,3	18,1	17,2	—	—	19,2	—	21,2
M^2: длина	7,2	—	8,0	8,5	—	6,9	—	—	—	—	9,3
ширина	11,0	—	11,2	12,3	—	10,3	—	—	—	—	13,7

длина третьего резца 8,0 мм, ширина — 6,3 мм. Верхние премоляры крупные (длина P^2 — 12,5 мм, P^3 — 14,5 мм (N 3747-254).

Верхний хищнический зуб относительно тонкий и стройный, его задняя лопасть (метакон) хорошо развита (табл. 1). Протокон P^4 формирует отчетливый бугорок, который расположен в большинстве случаев на одном уровне с параконом. На всех экземплярах по переднему краю коронки зуба проходит отчетливый гребень.

M^1 по форме и особенно по расположению внутренних бугорков очень изменчив. Как и в случае с C. variabilis из ЧКТ-1 (Pei, 1934), в материале из Забайкалья и МНР встречаются экземпляры с широкой округлой и с узкой вытянутой формой коронки M^1. Общим, характерным для всех экземпляров, является строение наружной части коронки M^1. Паракон крупнее ме-

Таблица 2

Нижние челюсти и зубы Canis variabilis Pei

Промеры, мм	Налайха, колл. ПИН N 3747					
	112	116	133	114	130	129
Длина P_1—M_3	—	83,2	—	—	—	—
Длина P_1—P_4	—	46*	48,9	—	—	—
Длина M_1—M_3	39,3	39,0	—	38,8	41,5	38,5
P_2: длина	—	—	12,0	—	—	—
P_3: длина	13,2	—	13,5	—	—	—
ширина	5,5	—	5,5	—	—	—
P_4: длина	15,1	15,1	15,3	14,2	—	13,5
ширина	7,2	7,5	7,0	6,7	—	6,6
M_1: длина	24,9	25,0	25,0	23,3	24,8	23,0
Длина тригонида	18,9	18,8	18,6	17,4	18,8	17,9
ширина	9,9	9,8	9,8	8,9	9,7	8,9
M_2: длина	10,1	10,0	—	10,0	11,5	9,5
ширина	7,6	7,2	—	7,4	8,0	6,8
Высота за M_1	23,5	23,4	27,4	—	25,2	26,2

* Промерено по альвеолам.

такона, по его лингвальному краю проходит отчетливый гребень. Цингулярный воротничок на наружной части коронки сильный, непрерывный и образует небольшой бугорок у переднего края паракона. Внутренний бугорок на передней части коронки зуба иногда раздвоен (N 3747-251, 248). Внутренняя лопасть в некоторых случаях мощная, широкая, переходящая в цингулярный воротничок (N 3747-248, 251; N 4370-97), или узкая, слегка раздвоенная, не переходящая в цингулярный воротничок (N 3747-255, 254). Встречаются экземпляры с переходным (между узким и широким) типом строения внутренней лопасти (N 3747-113, 125). M^2 имеет обычное для Canis строение.

В нижней челюсти (табл. 2) зубной ряд слабо изогнут. Премоляры плотно примыкают друг к другу, но диастема между P_2 и P_3 всегда имеется. Вершина P_4 находится или на уровне вершины параконида M_1 (N 4370-95, N 3747-112, 113, 116), или немного ниже вершины параконида (N 3747-128, 124, 133). Основание коронки P_4 у всех экземпляров находится на уровне основания коронки M_1. Количество и расположение подбородочных отверстий вариабельно. Имеются экземпляры с тремя отверстиями под P_1, P_2 и P_3 (N 3747-128), с двумя отверстиями под P_2 и P_3 (N 3747-112, 124, 133, 253) и с одним большим отверстием под P_2 (N 3747-116).

P_2 имеет одну вершинку, P_3 с двумя задними добавочными бугорками, P_4 — крупный, по переднему краю коронки зуба проходит сильный гребень, задний край коронки несет три дополнительных бугорка, последний (очень маленький, образованный цингулярным воротничком) прослеживается на всех экземплярах. На M_1 щель между параконидом и протоконидом глубокая, метаконид сильный, по внутреннему краю гипоконида проходит отчетливый гребень. Дополнительный бугорок (мезостилид) между метаконидом и энтоконидом имеется (N 3747-112, 116, 133, 114; 4370-95) или отсутствует (N 3747-130, 253, 128, 129).

Морфология костей конечностей типична для рода Canis, размеры приведены в табл. 3.

Сравнение. Canis из Забайкалья и МНР значительно мельче эоплейстоценовых крупных собак C. antonii Zd. из Китая и C. falconeri Major из Италии. Он крупнее ископаемых койото- и шакалоподобных собак типа C. arnensis Del Camp., C. lepophagus Jonst., C. kuruksaensis Sot. Его размеры в пределах

Налайха, колл. ПИН N 3747				Засухино, колл. ГИН N 4370				
128	124	253	115	91	95	94	106	107
83,5	—	84,5	—	—	—	—	—	—
46,4	50,5	46,0	—	—	46,5	47,3	—	—
38,4	—	40,0	—	—	—	41,5	—	—
11,2	12,2	10,3*	—	12,2	12,1	12,4	—	—
12,4	13,7	12,2	—	13,4	13,4	13,5	—	—
4,9	5,7	5,1	—	6,2	5,7	6,0	—	—
14,2	15,4	14,4	—	15,4	15,1	—	—	—
6,1	7,0	6,4	—	7,8	6,8	—	—	—
23,3	—	23,5	25,5	—	25,5	24,5	23,6	25,5
17,4	—	17,4	18,8	—	18,5	18,3	17,2	19,1
9,1	—	9,1	10,0	—	9,2	9,6	9,2	10,2
10,0	—	9,8	—	—	—	10,9	—	—
8,0	—	7,3	—	—	—	8,0	—	—
25,4	—	26,6	—	—	—	27,5	—	—

Таблица 3

Промеры костей конечностей Canis variabilis Pei,

Промеры, мм	Номера коллекций — Налайха N 3747, Засухино N 4370						
Плечевая кость:	4370-104		3747-236			3747-233	
ширина проксимальная	—		36,8			—	
ширина дистальная	32,4		—			32,6	
Лучевая кость:	3747-188		3747-264		3747-190		3747-189
ширина проксимальная	—		17,6		17,8		—
ширина дистальная	23,9		—		—		23,8
Локтевая кость:	3747-187						
ширина проксимальная	28,5						
Метакарпальные кости:	3747-192	3747-217	3747-228	3747-216	3747-193	3747-191	3747-229
Mtc II, длина	56,0	56,4	—	—	—	—	—
Mtc II, длина	—	—	64,5	64,5	—	—	—
Mtc IV, длина	—	—	—	—	62,8	—	—
Mtc V, длина	—	—	—	—	—	53,5	54,2
Бедренная кость:	3747-234		3747-235				
ширина проксимальная	31,9		31,5				
ширина дистальная	—		—				
Большая берцовая кость:	4370-105						
ширина проксимальная	—						
ширина дистальная	25,5						
Метатарсальная кость:	3747-221						
Mtc II, длина	60,4						
Таранная кость:	3747-119		3747-220		3747-118		3747-263
длина	29,0		27,3		27,8		27,1
Пяточная кость:	3747-118		3747-219				
длина	40,9		42,5				

изменчивости эоплейстоцен-раннеплейстоценовых канид Центральной Азии (C. chihliensis Zd. и C. variabilis Pei) и Европы (C. etruscus Major и C. mosbachensis Soergel).

C. etruscus в отличие от описываемой формы имеет более высокие и стройные премоляры, M_1 с коротким талонидом и P^4 с более удлиненной задней лопастью. C. mosbachensis из раннего плейстоцена Европы отличается в среднем меньшими размерами и меньшей степенью усложненности премоляров. Сравнение с голотипом C. chihliensis затруднено (см. рубрику "Замечания").

По всем основным морфологическим характеристикам мелкий представитель семейства Canidae из Налайхи и Засухина близок к C. variabilis Pei, который описан по большой серии находок из местонахождений ЧКТ-1, ЧКТ-9, ЧКТ-13 в Северном Китае (Pei, 1934; Teilhard de Chardin, Pei, 1941).

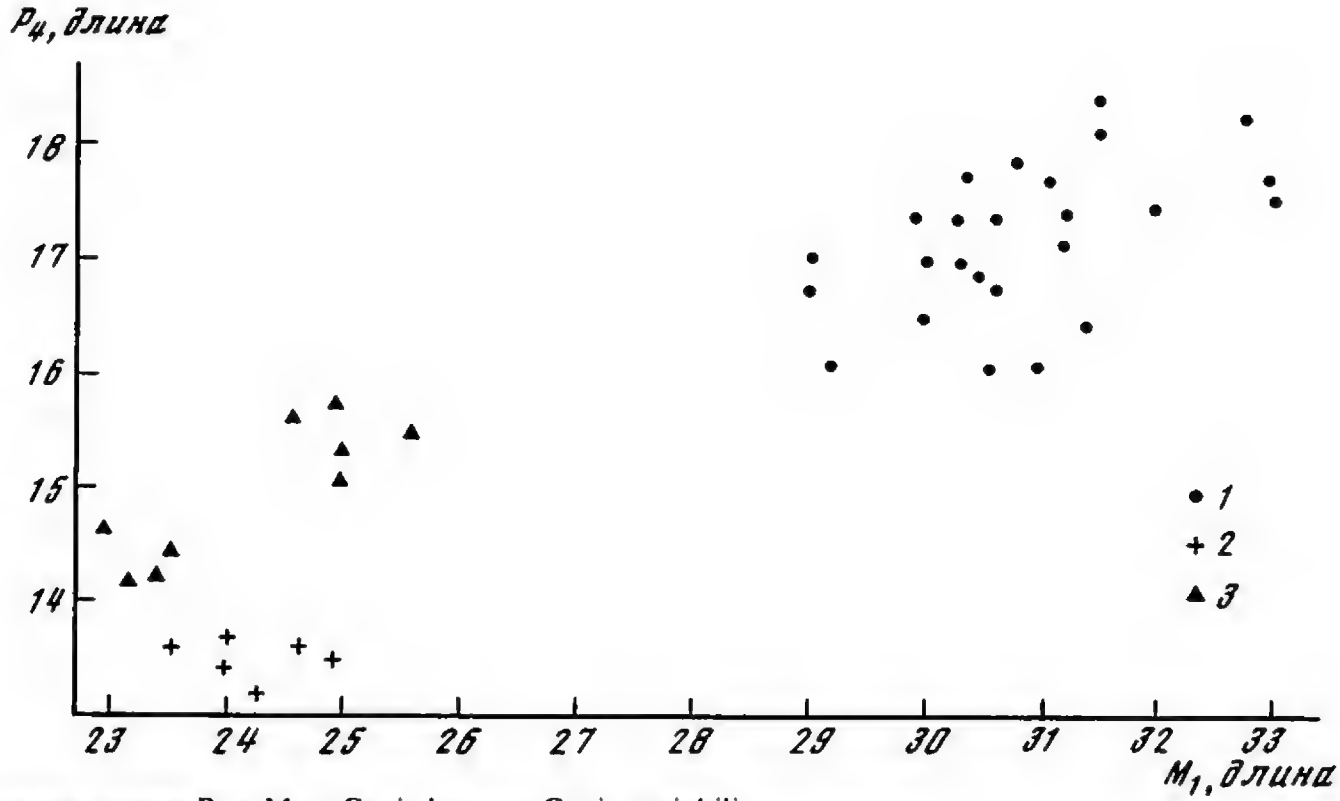
Замечания. Представители рода Canis, размеры которых соответствуют современным волкам из самой южной части ареала C. lupus, появляются в Центральной Азии с начала эоплейстоцена и существуют до конца раннего плейстоцена. Наиболее полно в азиатском материале представлена серия остатков мелкого волка C. variabilis из раннеплейстоценовых отложений в местонахождениях ЧКТ-1, ЧКТ-9, ЧКТ-13.

Остатки этого волка были описаны из ЧКТ-1 в качестве нового подвида современного волка C. lupus. На серийном материале (37 верхних и 198 нижних челюстей) В. Пей впервые показал, что многие признаки, которые брались за основу систематики у ископаемых представителей рода Canis, весьма изменчивы (особенно это касается строения моляров), и назвал новый подвид C. lupus variabilis (Pei, 1934). Позже В. Пей совместно с П. Тейяр де Шарденом пришел к выводу, что мелкий раннеплейстоценовый волк из Северного Китая вполне заслуживает самостоятельного видового названия. C. variabilis (Teilhard de Chardin, Pei, 1941). Однако в диагнозе, приведенном в данной работе, даются только два признака (вытянутость морды и бугорчатость премоляров), характеризующие C. variabilis.

Изучение нового материала из Забайкалья и МНР дало возможность выявить дополнительные характеристики C. variabilis (см. диагноз), позволяющие рассматривать его как самостоятельный вид. Кроме того, детальный морфологический анализ зубов C. variabilis выявил в их морфологии признаки, которые можно рассматривать в эволюционном развитии рода Canis как примитивные: большая величина премоляров, особенно P_4, и строение P^4 с сильным протоконом и хорошо развитой лопастью метакона (рисунок).

Стратиграфический диапазон распространения C. variabilis охватывает поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен. В раннем эоплейстоцене на территории Центральной Азии существовал близкий по размерам волк C. chihliensis Zd. К сожалению, морфологические признаки и видовая диагностика раннеэоплейстоценовых представителей рода Canis весьма запутаны, а их взаимосвязь с группой C. variabilis в настоящее время едва ли может быть выяснена.

Наиболее ранние и стратиграфически привязанные находки C. chihliensis известны из санменьских отложений в местонахождении Нихэвань (Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930). Серия остатков рода Canis из Нихэвани была отнесена П. Тейяр де Шарденом и Ж. Пивто к различным вариациям вида C. chihliensis Zd., который был описан в 1924 г. по обломку верхней челюсти с зубами из точки (местонахождение 64), имеющей неясное стратиграфическое положение (Zdansky, 1924). По данным О. Зданского, C. chihliensis близок к C. etruscus из раннего эоплейстоцена Европы, а по описанию автора трудно уловить различия между голотипом C. chihliensis и всеми эоплейстоцен-раннеплейстоценовыми мелкими волками Евразии. Вариации же вида C. chihliensis из Нихэвани настолько разнообразны, что, по-видимому, заслуживают само-



Отношение длины P_4 к M_1 у Canis lupus и Canis variabilis

1 — C. lupus (современный — Таймыр, позднеплейстоценовый Авдеево); *2* — C. lupus (современный Казахстан); *3* — C. variabilis (Налайха, Засухино)

стоятельного видового названия. Во всяком случае, вариация C. ch. var. minor Teilh. et Piv. резко отделяется от остальных Canis из Нихэвани и мелкими размерами, и морфологическими характеристиками, сближающими ее с шакалами. Размеры представителей двух других вариаций — C. ch. var. chihliensis Zd. и C. ch. var. palmidens Teilh. et Piv. — близки к размерам C. etruscus, C. variabilis, C. mosbachensis. П. Тейяр де Шарден и Ж. Пивто отмечали сходство эоплейстоценовых Canis из Нихэвани с канидами из позднего виллафранка Италии, но считали, что ограниченность материала и значительная географическая удаленность не позволяют отождествлять эти формы. Более детальные исследования Д. Торре привели его к выводу, что C. etruscus в Европе и C. chihliensis и, возможно, C. palmidens в Азии являются близкородственными формами (Torre, 1967). К сожалению, морфологические параметры, используемые Д. Торре для характеристики европейского материала, не могут в настоящее время быть применимы для материала из Китая из-за ограниченности имеющихся данных. Эти обстоятельства не позволяют пока детально сопоставить раннеэоплейстоценовых собак группы C. chihliensis с позднеэоплейстоцен-раннеплейстоценовым C. variabilis. Пока можно только предположить, что эти два вида характеризуют две последовательные стадии в развитии эволюционной ветви мелких волков Центральной Азии, подобно тому, как в Европе эти стадии представлены двумя филетически связанными видами: C. etruscus и C. mosbachensis.

Xenocyon lycaonoides Kretzoi, 1938

Табл. III, *1—3*; IV, *1—4*

Xenocyon lycaonoides: Kretzoi, 1938, p. 132—134, pl. III, fig. 4; Schütt, 1974, s. 64—72, Abb. 1—2.
Canis gigas[1]: Kretzoi, 1938, p. 128, pl. II, fig. 10.
Xenocyon gigas[1]: Kretzoi, 1941, p. 112—115.
Xenocyon spelaeoides: Musil, 1972, p. 85—88, 97—106, pl. I, fig. 1—4, pl. II, fig. 1—5, pl. III, fig. 1—2.
Xenocyon cf. lycaonoides: Schütt, 1973, s. 63—65, Abb. 1—3.
Cuon dubius: Teilhard, 1940.

Диагноз. Размеры крупные. M_3 всегда присутствует. M_2^2 не редуцированы. Метаконид на M_2 имеет тенденцию к редукции. Талонид на M_1 куонопо-

[1] Преоккупированное видовое название "gigas" М. Кретцой заменил названием "spelaeoides" (Kretzoi, 1942).

добный, с большим доминирующим гипоконидом. Энтоконид на M_1 в большинстве случаев отсутствует полностью, иногда имеются его следы в виде слабой выпуклости или морщинистости эмали. Метаконид на M_1 слабый, плотно прилегает к протокониду. P^4 широкий, массивный, с слабовыраженным протоконовым бугорком и удлиненной лопастью метакона. M^1 сходен по строению с Canis, но на нем не формируется отчетливый внутренний бугорок за метаконом.

Материал. Коллекция ГИН N 4370: фрагмент нижней челюсти — N 90; верхний хищнический зуб P^4 — N 109; фрагмент верхней челюсти с M^1 и M^2 — N 108. Сборы Э.А. Вангенгейм, М.В. Сотниковой, 1978 г.

Коллекция ПИН N 3747: четыре ветви нижних челюстей — N 131, 256, 247, 124; фрагменты двух нижних челюстей — N 252, 127; ладьевидная кость — N 120. Сборы В.И. Жегалло, М.А. Борисоглебской, М.В. Сотниковой, 1975 г.

Местонахождение. СССР, Западное Забайкалье, бассейн р. Итанца, местонахождение Засухино, колл. ГИН N 4370.

МНР, бассейн р. Тола, местонахождение Налайха, колл. ПИН N 3747.

Геологический возраст. Поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен.

Описание. Размеры близки к размерам современных волков самой северной части ареала C. lupus. Верхний P^4 широкий, его протоконовый выступ формирует слабую вершинку.

Первый верхний моляр крупный. Его размеры (длина 17,0, ширина 21,2 мм) соответствуют размерам M^1 (17,0 и 21,1 мм) X. lycaonoides из Странска Скала (Musil, 1972) и близки размерам M^1 (18,6 и 20,6 мм) X. lycaonoides из Гомбасцога (Kretzoi, 1938). Ямка для гипоконида M_1 (между параконом, метаконом и внутренними бугорками) глубокая и широкая. Внутренний бугорок, расположенный на уровне паракона, — крупный и массивный. Внутренний бугорок, расположенный на уровне метакона, не формирует вершинку, на месте этого бугорка прослеживается отчетливый гребень, переходящий в цингулярный воротничок. Протокон имеется, но между ним и внутренними бугорками нет глубокой выемки.

Второй верхний моляр без отчетливого пережима в середине коронки, его внутренний передний бугорок сливается с протоконом (см. табл. I).

В нижней челюсти зубной ряд не образует отчетливого изгиба между премолярами и молярами. Диастема наблюдается только между C_1 и P_1, остальные премоляры плотно прилегают друг к другу. Подбородочных отверстий два — под P_2 и P_3. Второй нижний премоляр на всех экземплярах без дополнительных задних бугорков. P_4 крупный относительно M_1 и несет три добавочных задних бугорка, последний из которых образован цингулярным воротничком. Строение M_1 типично для ксеноциона, зуб крупный и относительно узкий, особенно в области талонида. Метаконид слабо развит и плотно прилегает к протокониду. На строении M_2 и талонида M_1 следует остановиться особо, поскольку впервые в истории рода наиболее диагностичные зубы ксеноционов представлены серией остатков. Наиболее классический тип талонида ксеноциона представлен на экземпляре из Засухина (N 4370-90). Гипоконид — высокий и мощный бугорок — расположен центрально, с места, где должен быть энтоконид, к вершине гипоконида поднимается острый гребень. Следов энтоконида не наблюдается. На M_2 прослеживаются два отчетливых бугорка, мощный протоконид и гипоконид. Следов метаконида и энтоконида нет. Аналогичное экземпляру N 4370-90 строение талонида (только без внутреннего гребня) наблюдается на экземплярах N 3747-131, 126, 147, из Налайхи, но на M_2 у всех налайхских ксеноционов прослеживается слаборазвитый метаконидный бугорок. M_1 на мандибуле N 3747-256 из Налайхи имеет несколько иное строение. Его метаконид более отчетливый, а на месте

Таблица 4

Нижние челюсти и зубы Xenocyon lycaonoides Kretzoi

Промеры, мм	Налайха, колл. ПИН N 3747					Засухино, колл. ГИН N 4370
	131	256	247	126	127	90
Длина C_1—M_3	118,0 al.	—	119,0 al.	116,2 al.	—	—
Длина P_1—M_3	97,4 al.	—	101,0 al.	95,5	—	—
Длина P_1—P_4	52,7 al.	52,3	54,3 al.	51,0	54,5	—
Длина M_1—M_3	46,2	—	46,8	45,8	—	48,8
P_1: длина	6,2 al.	6,2 al.	6,4 al.	5,6	6,4 al.	—
P_2: длина	13,3 al.	12,9	12,2	12,6	14,7	—
P_3: длина	14,5 al.	14,6	14,1	13,4 al.	16,5	—
ширина	—	6,7	6,5	—	7,4	—
P_4: длина	16,8 al.	17,2	16,6	16,0	18,6	17,8
ширина	—	8,8	8,9	8,7	9,1	8,3
M_1: длина	28,4	27,8	28,3	29,0	—	30,2
длина тригонида	20,5	20,9	21,9	22,1	—	22,2
ширина	10,9	11,5	11,2	11,3	—	11,4
M_2: длина	12,9	11,4	12,4	12,4	—	13,1
ширина	8,8	8,4	8,5	9,2	—	9,2
M_3: длина	5,7 al.	—	5,0 al.	6,4	—	6,5 al.
Высота за M_1	35,7	—	32,8	30,5	—	—

Таблица 5

Сравнительная таблица промеров нижних челюстей ксеноционов

Автор	Xenocyon*	Длина от сочленовного отростка до клыка	Длина P_1—M_2
Bishop, 1982	X. lycaonoides (Вестбари)	178	92
		—	—
Schütt, 1973, 1974	X. lycaonoides (Вюрцбург)	—	—
	X. cf. lycaonoides (Мосбах)	—	—
M.B. Сотникова	X. lycaonoides (Налайха)	185	91,7
		—	91,5
		—	95,5
		—	90,5
	X. lycaonoides (Засухино)	—	—
Teilhard de Chardin, 1940	X. dubius	164	88

* В скобках указано местонахождение.

энтоконида имеется слабая выпуклость. M_2 этого экземпляра менее вытянут в длину, его метаконид представлен слабовыраженным бугорком (табл. 4).

Сравнение. Размеры и все морфологические характеристики совпадают с Xenocyon lycaonoides из позднего эоплейстоцена — раннего плейстоцена Европы (табл. 5).

Замечания. Остатки крупных Canidae из позднеэоплейстоцен-раннеплейстоценовых отложений Европы частично относились к крупным волкам рода Canis, частично рассматривались как формы, близкие современным гиеновым собакам рода Lycaon. Материалы по этой группе были всегда очень скудными и разрозненными. В 1938 г. М. Кретцой (Kretzoi, 1938) дал этой форме новое родовое название — Xenocyon (нижнюю челюсть описал как X. lycaonoides, а верхние зубы того же зверя — как Canis gigas). В 1972 г. Р. Музиль объединил в один вид X. spelaeoides остатки крупных Canidae из целой серии среднеевропейских местонахождений (Musil, 1972). Видовое название "spelaeoides" было использовано Р. Музилем, поскольку М. Кретцой заменил преоккупированное название "gigas" на X. spelaeoides (Kretzoi, 1942). Название X. lycaonoides, которое имеет приоритет, так как впервые было употреблено с новым названием рода, было восстановлено Г. Шютт при ревизии европейских ксеноционов (Schütt, 1974).

В Центральной Азии имеется много данных о находках Canidae с куоновой и ликаоновой специализацией, но все они, кроме "Cuon" dubius Teilhard, не помещаются в рамки диагноза рода Xenocyon.

"Cuon" dubius был описан Тейяр де Шарденом из местонахождения 18 вблизи Пекина. Эта форма, так же как и Xenocyon lycaonoides, имеет специализацию нижнего хищнического зуба, соответствующую специализации M_1 у современного красного волка. Талонид M_1 несет один крупный бугорок, имеющий центральное расположение, энтоконид на талониде отсутствует.

Высота за			Длина				Характеристика M_3
P_2	P_4	M_2	P_3	P_4	M_1	M_2	
26,4	29,0	34,0	13,7	—	28,5	13,3	Альвеола
—	34,5	—	—	—	29,6	—	—
29,0	—	—	14,3	17,5	29,0	—	—
—	33,5	—	—	17,0	29,0	—	Альвеола
28,0	33,3	38,1	14,5 al	16,8 al.	28,4	12,9	Альвеола
27,1	32,0	—	14,6	17,2	27,8	11,4	—
26,0	31,5	33,2	14,1	16,6	28,3	12,4	Альвеола
26,9	31,1	37,1	13,1 al.	16,0	29,0	12,4	Присутствует
—	—	—	—	17,8	30,2	13,1	Альвеола
—	27	—	—	—	26,5	11,0	Присутствует

При этом у китайской формы имеется нередуцированный M_2 и Canis-подобный M_3. Присутствие M_3 не позволяет относить крупного канида из точки 18 к роду Cuon. Все основные характеристики китайской формы позволяют отнести ее к роду Xenocyon. Размеры ксеноциона из местонахождения 18 немного уступают (по величине нижней челюсти и зубов) X. lycaonoides из других точек ареала. Так, длина M_1 X. lycaonoides колеблется от 26,9 мм из местонахождения Странска Скала до 29,6 — из Вестбари, а длина M_1 X. dubius 26,5 мм; длина P_1 — M_2 у ксеноционов из Налайхи от 90,5 до 95,5 мм, у ксеноциона из Англии — 92 мм, у ксеноциона из Китая — 88 мм.

Различия в размерах у X. lycaonoides и X. dubius колеблются в пределах изменчивости одной популяции современного Canis lupus, поэтому, по-видимому, целесообразно считать их одним видом — X. lycaonoides.

* * *

Заканчивая обзор позднеэоплейстоцен-раннеплейстоценовых канид Центральной Азии, можно отметить, что начиная с эоплейстоцена (конца виллафранка) в фаунистических комплексах значительно увеличивается роль крупных представителей семейства Canidae. Если в плиоценовых фаунах преобладали мелкие представители семейства — енотовидные собаки, шакало- и койотоподобные собаки, лисы, то в эоплейстоцене картина существенно меняется. В это время в Евразии отмечается появление крупных канид, а позже, в конце эоплейстоцена и раннем плейстоцене, их большое разнообразие.

Специализация крупных представителей семейства развивалась в трех направлениях. Существовали мелкие волки, близкие к современному C. lupus, и каниды крупных и средних размеров с куоно- или ликаоноподобной специализацией зубного аппарата. Особенно эта специализация проявилась у южно- и центральноазиатских представителей семейства. В эоплейстоцене — раннем плейстоцене Азии в настоящее время насчитывается несколько ископаемых форм с подобной специализацией зубного аппарата. Среди них можно назвать: Cuon sangiranensis, Mececyon trinilensis, Megacyon merriami из плио-плейстоценовых отложений о. Ява и Canis cyonoides из Северного Китая. Остатки этих форм очень незначительны и не позволяют в настоящее время сделать какие-либо существенные выводы относительно их происхождения, эволюции и филогенетических связей (Schütt, 1973). Однако становится очевидным, что каниды крупных и средних размеров с куоно-ликаоновой специализацией зубов наиболее часто встречаются в Азиатском регионе; если к тому же учесть новые данные о многочисленных находках ксеноциона в Азии, то можно предположить азиатское происхождение этой группы хищников.

Ассоциация мелкий волк — ксеноцион наиболее типична для позднеэоплейстоцен-раннеплейстоценовых фаун Европы (Kretzoi, 1938; Thenius, 1954; Musil, 1972; Schütt, 1973, 1974; Bishop, 1982). Аналогичная картина наблюдается сейчас в Азии, где присутствие этой ассоциации отмечается в Южном Таджикистане, в олерской фауне севера Сибири, в Забайкалье (местонахождения Засухино и Тологой), в МНР и Китае. Находки остатков ксеноционов не известны древнее позднего эоплейстоцена. Ассоциация мелкий волк — ксеноцион существовала с конца позднего эоплейстоцена до конца раннего плейстоцена и являлась самой характерной ассоциацией хищников Европы и Азии этого времени.

Частая встречаемость и относительно короткий интервал стратиграфического распространения делают эту ассоциацию весьма ценной для региональной стратиграфии и корреляции фаун и событий позднего эоплейстоцена и раннего плейстоцена Евразии.

Ассоциация мелкий волк — ксеноцион имела очень широкий ареал (Европа — Средняя и Центральная Азия). Это дает возможность коррелировать фауны позднего эоплейстоцена — раннего плейстоцена нескольких зоогеографических подобластей Палеарктики: Средиземноморской, Европейско-Сибирской, Центральноазиатской. Ее значение для межрегиональных корреляций чрезвычайно высоко. Широтное распространение этой ассоциации от заполярной Колымской низменности до Южного Таджикистана указывает на ее интразональный характер и позволяет сопоставлять фауны различных климатических зон.

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Д.Б., Ербаева М.А., Резанов Н.И. Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976. 147 с.

Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В. Геология и фауна местонахождения Засухино, Западное Забайкалье // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1981. N 51. С. 106—117.

Жегалло В.И., Зажигин В.С., Колосова Г.Н. и др. Налайха — опорный разрез нижнего плейстоцена Монголии // Стратигарфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 124—142.

Калмыков Н.П. К истории рода Spirocerus в Забайкалье // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1981. N 51. С. 149—157.

Никифорова К.В. Общая стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и четвертичных отложений (антропогеновых) на территории СССР // Четвертичная система. М.: Недра. 1982. Полутом 1. С. 120—129.

Сотникова М.В. Новые данные о хищных млекопитающих верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена на территории северо-востока СССР // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1978. N 48. С. 22—30.

Bishop M. The mammal fauna of the early middle Pleistocene Cavern infill site of Western-Sub-Mendip Somerset // Spec. Pap. Palaeontol. 1982. N 28. P. 1—107.

Bonifay M.F. Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France // Mém. Mus. nat. hist. natur. C. 1971. Vol. 21. P. 1—358.

Kretzoi M. Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Uebersicht der Gesamtfauna: (Ein Beitrag zur Stratigraphie des Altquartaers) // Ann. Mus. Nat. Hung. 1938. Bd. 31. S. 88—157.

Kretzoi M. Weitere Beitrage zur Kenntnis der Fauna von Gombaszög // Ibid. 1941. Bd. 34. S. 105—139.

Kretzoi M. Präokkupierte and durch ältere zu ersetzende Säugetiernamen // Földt. közl. 1942. Köt. 72. Old. 345—349.

Kurten B., Poulianos N. New stratigraphic and faunal material from Petralona Cave with spesial reference to the Carnivora // Anthropos. 1977. N 4. P. 47—130.

Musil R. Die Caniden der Stranska skala // Ibid. N.S. 1972. N 12. P. 77—106.

Pei W.C. On the Carnivora from locality 1 of Choukoutien // Palaeontol. Sinica. C. 1934. Vol. 8, fasc. 1. P. 1—166.

Schütt G. Pleistozäne Caniden (Carnivora, Mammalia) aus Java // Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B. 1973. Vol. 76, N 5. P. 446—471.

Schütt G. Die Carnivoren von Würzburg-Schalksberg: Mit einem Beitrag zur biostratigraphischen und zoogeographischen Stellung der altpleistozänen Wirbeltierfaunen vom Mittelmain (Unterfranken) // Neues Jb. Geol. und Pälaontol. Abh. 1974. Bd. 147, H. 1. S. 61—90.

Teilhard de Chardin P. The Fossils from Locality 18 near Peking // Palaeontol. Sinica. N.S.C. 1940. Vol. 9. P. 2—94.

Teilhard de Chardin P., Pei W.C. The .fossil mammals of locality 13 in Choukoutien // Ibid. 1941. Vol. 11. P. 1—66.

Teilhard de Chardin P., Piveteau J. Les mammiféres fossiles de Nihowan (Chine) // Ann. paléontol. 1930. N 19. P. 1—134.

Thenius E. Die Caniden (Mammalia) aus dem Atlquartär von Hundsheim (Niederösterreich) nebst Bemerkungen zur Stammesgeschichte der Gattung Cuon //Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1954. Bd. 99. S. 230—286.

Torre D. J cani villafranchiani della Toscana // Palaeontogr. Ital. 1967. Vol. 63. P. 113—138.

Zdansky O. Jungtertiare Carnivoren Chinas // Palaeontol. Sinica. C. 1924. Vol. 2, fasc. 2. P. 1—155.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551.583.7:551.4

Г.В. ХОЛМОВОЙ

О ВЛИЯНИИ НА СТРОЕНИЕ АЛЛЮВИЯ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО РЕЖИМА

Представление о перигляциальном аллювии, сформулированное Г.И. Горецким (1958, 1961), прочно утвердилось в учении о геологической деятельности рек и получило дальнейшее развитие в работах Д.Н. Афремова, Ю.М. Васильева, Б.Г. Еськова, Н.В. Ивановой, Ю.А. Лаврушина, Э.А. Левкова и других исследователей.

В качестве основных признаков перигляциального аллювия были отмечены следующие, теперь широко известные, особенности его строения и состава: 1) отсутствие закономерного для аллювия сочетания русловой, пойменной и старичной фаций; 2) отсутствие фации размыва (базального горизонта) и облекающее залегание без значительного эрозионного воздействия на ложе; 3) отсутствие укрупнения песков вниз по разрезу; 4) возрастание песчанистости разрезов в поперечном направлении к оси долины; 5) горизонтальная и волнисто-горизонтальная слоистость с перерывами в напластовании, с горизонтами лёссовидных суглинков и погребенных почв, появляющихся в тыловой части долины; отсутствие косой слоистости; 6) повышенная мощность, уменьшающаяся вниз по течению реки; 7) более быстрое, чем у современного аллювия и у уреза реки, снижение уровня кровли вниз по течению и особенно резкое снижение непосредственно в приледниковой полосе; 8) возрастание песчанистости и содержания принесенных с севера минералов по мере приближения к границе оледенения. Несколько позже Г.И. Горецкий (1966), опираясь на наблюдения А.А. Асеева, А.В. Кожевникова и В.А. Полянина, при характеристике перигляциального аллювия долины р. Волги дополнительно отметил следующие важные особенности этих образований: высокое гипсометрическое залегание, выдерживающееся по абсолютной высоте; устойчивость литологических признаков — преобладание тонко- и мелкозернистых песков, высокая их сортированность без увеличения ее степени кверху, а также карбонатность.

Е.В. Шанцер (1961, 1966) объясняет необычность перигляциального аллювия особенностями рек с ледниковым питанием: многоводностью, перегруженностью влекомыми и взвешенными наносами, мелководностью и неустойчивостью русла, продолжительными летними паводками. В отличие от современных рек руслоформирующие расходы приходились не на межень, а на паводок, что и обусловливало специфику аллювиального литогенеза в перигляциальной зоне.

Широко известны работы Ю.А. Лаврушина (1961, 1963), в которых на примере современного аллювия рек субарктической зоны в качестве характерных особенностей отмечается развитие повторно-жильных льдов, повышенная фуркация русла, а также слабое развитие пойменной и старичной фаций у небольших рек с местным питанием. Ю.А. Лаврушин (1965, 1966) выделяет шесть вариантов

строения современных аллювиальных отложений в зависимости от их климатической принадлежности. При этом первые три варианта с нормальной, повышенной и пониженной мощностью пойменных глин характеризуют аллювий соответственно умеренной, степной (семиаридной) и субарктической зон.

Ю.М. Васильевым в развитие представлений Н.И. Маккавеева (1955) было подчеркнуто, что перигляциальный аллювий почти одинаково характерен для рек как ледникового, так и местного питания, т.е. обусловлен половодьями не только от таяния ледников, но и от "эпизодичности атмосферных осадков" (Васильев, 1980, с. 22).

Литологическими исследованиями Н.В. Ренгартен (1971; Ренгартен, Константинова, 1965) и Н.В. Ивановой (1978; Иванова, Тюрина, 1979) в перигляциальном аллювии было обнаружено появление кварцевых зерен с эоловой обработкой или с глинистой пленкой, характерное их распределение в виде полигонов и скоплений, отсутствие микрослоистости, более низкая сортировка и окатанность зерен в отличие от межледникового аллювия. С климатическими воздейсвиями при формировании аллювия связываются также степень преобразования глинистого вещества, сохранность органического вещества, зерен полевого шпата и глауконита, а также новообразования минералов. О различном соотношении устойчивых и неустойчивых терригенных минералов в аллювии, складывающемся под влиянием климатических условий и других факторов, говорится в работе Б.С. Лунева и Б.М. Осовецкого (1985).

Этот далеко не полный перечень работ по перигляциальному аллювию и отражению климата в строении аллювия тем не менее отражает основной объем имеющейся информации, необходимой для дальнейшего освещения вопроса. Из него можно сделать выводы, во-первых, о многогранности проявления климатических изменений в различных аспектах строения и вещественного состава аллювия, и, во-вторых, о безусловной постепенности, или стадийности, воздействия похолодания и иссушения на строение аллювия.

1. Многогранность и сложность отражения климата в строении перигляциального аллювия можно подтвердить несколькими его литологическими признаками, которые ранее не отмечались и обнаружены нами в бассейне Дона.

Симметричное или обратное распределение зернистости в гранулометрических ритмах горизонтальнослоистых толщ. Оно наблюдается обычно на фоне преобладающей прямой сортировки ритмично построенных горизонтальнослоистых серий в разрезах аллювия с умеренной и высокой степенью выраженности перигляциального режима. Симметричная и реже встречающаяся обратная сортировка особенно выразительна в микроритмах, или чередовании слойков песка и смешанных пород (супесей, суглинков) мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров. В косослоистых сериях такое явление встречается реже и в основном ограничено стадией симметричного распределения как более слабой степенью выраженности признака.

Насколько нам известно, седиментологические основы такой ритмичности не разработаны. По наблюдениям Л.Н. Ботвинкиной (1962, 1965), обратная сортировка ритмов свойственна эоловым горизонтально- и косослоистым пескам, а также некоторым флювиогляциальным косослоистым образованиям. По данным Р.К. Селли (1981, с. 173), перевернутая градационная слоистость наблюдается также в турбидитовых песках. Мы наблюдали симметричную и обратную сортировку в горизонтально- и косослоистых сериях днепровского аллювия 4-й террасы Дона у с. Кривоборье, эоплейстоценового аллювия горянской свиты там же (Холмовой и др., 1985), ранневалдайского аллювия низкого уровня 2-й террасы р. Оскол у пос. Чернянка Белгородской области. В межледниковых и межстадиальных аллювиальных свитах она не встречается.

Появление такой сортировки, несомненно, отражает специфику перигляциального осадконакопления, которая заключается прежде всего в относительно боль-

шой роли взвешенных осадков и, вероятно, в деятельности ветра, проявляющейся не только в привносе материала, но и в его осаждении в мелководных бассейнах.

Отсутствие линзовидного строения руслового аллювия. Как было установлено В.А. Поляниным (1951, 1957), неотъемлемым свойством аллювиальных свит является линзовидное строение русловых песков как результат грядового перемещения наносов. Указание Г.И. Горецкого (1958) на горизонтальную (а не линзовидную) слоистость перигляциального аллювия является тем самым доказательством не потокового, а бассейнового его образования. Необходимость в подчеркивании этого важнейшего признака вызвана постепенностью его проявления: с усилением степени выраженности перигляциального режима в аллювиальных толщах горизонтальнослоистые серии замещают косослоистые сначала у бортов, затем по всей долине, кроме осевой зоны, и наконец занимают всю ширину долины.

Обломки рыхлых пород. Угловатые и полуокатанные обломки местных глинистых и реже песчаных пород наблюдаются в русловом аллювии с умеренной степенью воздействия перигляциального режима, а также в осадках приледниковых бассейнов и во флювиогляциальных образованиях. Они имеют размеры от средней и крупной гальки до мелких валунов, залегают не столько в базальном горизонте, сколько по всей толще, встречаются чаще в прибортовых зонах долин, как магистральных, так и притоковых. Их образование, вероятно, следует связывать с экзарационной деятельностью плавучих льдин и, несомненно, с механической прочностью таких грунтов в мерзлом состоянии, что позволяло им не разлагаться в условиях динамичной водной среды.

Отсутствие корреляции между крупностью и сортировкой песков. Измеряемая коэффициентом корреляции связь между такими основными параметрами зернистости, как крупность, или медианный размер (Md), и сортировка (S_0), точнее — сосредоточенность, отражает некоторую специфику аллювиального осадконакопления (Лазаренко, 1964). Положительная корреляция между Nd и S_0 показывает, что ухудшение сортировки песков (увеличение S_0) статистически чаще связано с увеличением содержания более крупных фракций (возрастание Md). При отрицательной корреляции ухудшение сортировки происходит с измельчением песков.

По нашим данным (Холмовой, Глушков, 1982), всем русловым пескам плиоценовых и четвертичных межледниковых свит бассейна Дона свойственна значимая положительная корреляция между Md и S_0. Она распространяется также на аллювий со слабой степенью выраженности перигляциального режима (горянская свита, 2-я терраса). Однако днепровские перигляциальные отложения 4-й террасы и донской гляциоаллювий Воронежской гряды, подобно пойменным образованиям различных свит, имеют незначимые или близкие к нулевым значения корреляции. Такое явление, вероятно, отражает повышенную роль взвешенных осадков по сравнению с влекомыми, что характерно для перигляциальных бассейнов.

Пульсирующие содержания неустойчивых терригенных минералов. В отличие от "теплого" аллювия, например плиоценового (Холмовой, 1975), где содержание неустойчивых минералов (амфиболов, пироксенов, апатита, полевого шпата) коррелирует с содержанием алевритовой фракции, и песков Воронежской флювиогляциальной гряды и некоторых других водно-ледниковых образований (Грищенко, 1976), где те же минералы распределены сравнительно равномерно по разрезу, в перигляциальном аллювии они именно пульсируют без видимой закономерности. Наблюдаются эти пульсации как в разрезах типичного перигляциального аллювия, так и (не менее часто) в толщах с умеренной степенью выраженности перигляциального режима — в аллювии надпойменных террас Дона и Оскола. Очень характерны они для верхов нижнечетвертичной новохопер-

ской свиты и для эоплейстоценовой горянской свиты (Красненков и др., 1984; Холмовой и др., 1985). В последнем случае исключена возможность их происхождения за счет перемыва местной морены. Такие же пульсации в равной степени характеризуют и притоковый аллювий. Все это заставляет нас предполагать эоловое происхождение эрратических минералов и образуемых ими концентраций.

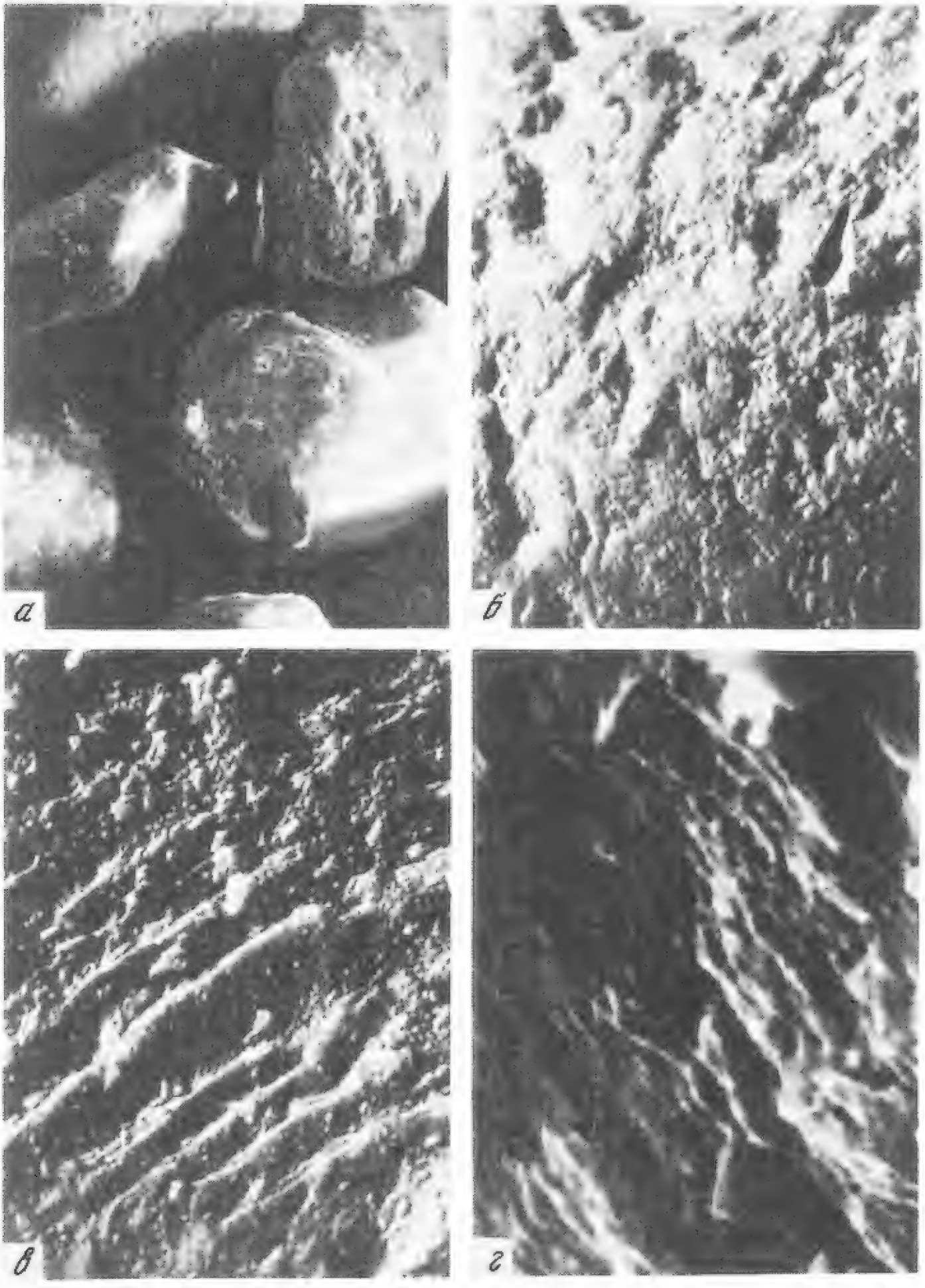
Морфоскопические особенности поверхности кварцевых зерен. Поверхность кварцевых зерен, изучаемая в сканирующем электронном микроскопе при оптимальном увеличении 5—6 тыс. раз, безусловно, содержит информацию о генезисе песчаных отложений. Однако, учитывая опыт подобных исследований (Георгиев, 1982; Рогов, 1982; Малинаускас, Матуленис, 1984; Krinsley, Dornkamp, 1973; Manker, Ponder, 1978; Borsy et al., 1981; Perttunen, Hirvas, 1982), следует отметить неоднозначность многих микротекстурных признаков в отношении генезиса новейших отложений. Сложность интерпретации заключается в том, что кварцевые зерна, с одной стороны, сохраняют многие ранее полученные микротекстурные признаки при переотложении, а с другой стороны, легко приобретают вторичные, постседиментационные, например кавернозность и ячеистость при выщелачивании в процессе выветривания. По нашим наблюдениям, у зерен перигляциального аллювия чаще наблюдаются сколовые и уступообразные грани, штриховка, а особенно характерны для них раковистые сколы, клиновидные выемки и лункообразные выемки от отщепов различной размерности (рисунок).

Мощнось аллювия. При детальном рассмотрении воздействия похолодания на строение аллювия оказалось, что вывод о повышенной мощности перигляциального аллювия и уменьшении ее вниз по течению реки нуждается в корректировке. Наблюдения в бассейне Дона (Грищенко, 1976; Красненков и др., 1984) подтверждают данный вывод только в отношении перигляциального аллювия донской ледниковой эпохи с ледниковым питанием рек: мощность аллювия достигает 35 м. Днепровский перигляциальный аллювий 4-й террасы имеет мощность нормальную или даже меньшую — от 15—20 до 6 м, а валдайский, как правило, — не более 16—18 м. Вниз по течению, на расстоянии около 300 км в пределах Верхнего и Среднего Дона, мощность перигляциального аллювия террас возрастает на 3—6 м, что несколько превышает одновременное возрастание мощностей нижележащих межледниковых или межстадиальных свит. Более резкое нарастание мощности наблюдается у свит с более выраженным перигляциальным режимом.

Таким образом, мощность аллювия имеет повышенные значения только при ледниковом питании реки. В большинстве случаев мощность перигляциального аллювия понижена и реже — нормальна (очевидно, в зависимости от влажности климата); значения ее нарастают вниз по течению реки.

Вся совокупность признаков перигляциального аллювия нуждается в систематизации. Среди них прежде всего могут буть выделены общие признаки, характеризующие аллювий в целом (табл. 1), и признаки русловой, пойменной и старичной макрофаций (табл. 2—4).

2. Стадии перигляциального режима в аллювии представляются наглядными, если расположить все известные в регионе аллювиальные свиты в один ряд по степени выраженности соответствовавшего им перигляциального режима вне зависимости от возрастной последовательности. Такая качественная оценка климата времени формирования каждой из свит может быть получена путем обобщения спорово-пыльцевых и других палеонтологических данных, особенно относящихся к климатическим оптимумам и минимумам. Другая, не менее важная для литогенеза, климатическая характеристика — степень влажности — может быть отражена в том же ряду в качестве аридных вариантов каждой из выделяемых стадий. Известно, что проявления признаков аридизации кли-



Морфоскопия поверхности кварцевых зерен днепровского перигляциального аллювия 4-й террасы Дона по разрезу Кривоборье

а — общий вид, ×430; *б* — поверхность с клиновидными выемками, ×5940; *в* — поверхность с раковистым изломом, ×6000; *г* — ступенчатый излом, лункообразные выемки, ×56000

Таблица 1

Распределение общих признаков строения аллювия в зависимости от принадлежности его к ландшафтно-климатическим зонам

Признак аллювия		Умеренно теплая или умеренная зона		Бореальная зона		Перигляциальная зона		
		I гр.	II гр.	III гр.	IV гр.	V гр.	VI гр.	VII гр.
Дифференциация фаций	совершенная	+	+					
	слабая			+	+			
	несовершенная					+		
	отсутствует						+	+
Распределение фаций	аллювиальное	+	+	+	+			
	чередующееся или смешанное				+	+	+	
	бассейновое							+
Коэффициент поемности	нормальный (0,15—0,30)	+	+		+	+		
	сокращен (0,01—0,15)			+	+	+		
	не устанавливается						+	+
Мощность	нормальная или пониженная	+	+	+	+			
	повышенная	+				+	+	
	очень пониженная					+	+	
	очень повышенная							+
Изменение мощности вниз по долине	закономерно нарастает	+	+	+	+	+		
	аномально нарастает					+	+	+
	убывает							+
Гипсометрическое положение на уровне	современного аллювия и ниже	+	+		+			
	низких террас		+	+	+		+	
	высоких террас и выше					+		+
Уклон подошвы и кровли	закономерный или повышенный	+	+	+	+	+	+	
	выположенный							+

мата и его похолодания в строении аллювия сходны, особенно если те и другие приводят к остепнению ландшафтов.

По степени выраженности перигляциального режима аллювиальные и перигляциальные свиты бассейна Верхнего Дона, охарактеризованные в работах М.Н. Грищенко, Р.В. Красненкова, Г.В. Холмового, могут быть объединены в семь групп: I — верхнеплиоценовые белогорская и урывская, нижнеплейстоценовая петропавловская свиты; II — аллювий современный, микулинский, лихвинский и мучкапский; III — эоплейстоценовая нижнегорянская свита; IV — абрамовская свита нижнего плейстоцена, межстадиальный аллювий нижних свит среднего и низкого уровней 2-й террасы, высокого и низкого уровней 1-й террасы; V — нижнеплейстоценовые новохопёрская и покровская, эоплейстоценовая верхнегорянская свиты, нижнекалининская верхняя свита высокого уровня 2-й террасы; VI — верхние свиты среднего и низкого уровней 2-й террасы времени калининского оледенения, верхние свиты высокого и низкого уровней 1-й террасы осташковского оледенения, московская свита 3-й террасы; VII — днепровская свита 4-й террасы, донская свита 5-й террасы.

I и II группы соответствуют более влажным и более сухим климатам плиоцена и межледниковий; III и IV — более влажным и более сухим климатам межстадиалов; V, VI и VII — отвечают различным стадиям выраженности перигляциального режима в аллювии. Последние четыре группы могут быть, в свою очередь, разделены на подгруппы.

Таблица 2

Литологические признаки русловых образований различных ландшафтно-климатических зон

Признак аллювия		Умеренно теплая или умеренная зона		Бореальная зона		Перигляциальная зона		
		I гр.	II гр.	III гр.	IV гр.	V гр.	VI гр.	VII гр.
1		2	3	4	5	6	7	8
Литологический состав	пески	+	+	+	+			
	супеси, пески, суглинки					+	+	
	то же, с прослоями лёсса						+	+
Базальный горизонт	хорошо выраженный	+	+		+			
	слабый или прерывистый			+	+	+		
	отсутствует					+	+	+
Катуны глины	не встречаются	+	+		+	+		
	характерны			+		+	+	+
Подошва	ровная	+	+					
	вогнутая			+	+	+	+	
	облекающая							+
Линзовидное строение	по всей ширине аллювиального пояса	+	+					
	только в осевой зоне			+	+	+	+	
	отсутствует							+
Распределение зернистости по вертикали	один макроритм с подчиненными ритмами, прямо сортированными	+	+					
	один или несколько макроритмов с прямой, симметричной и обратной сортировкой мезо- и микроритмов			+	+	+		
	полиритмичность без общей закономерности с прямой симметричной и обратной сортировкой ритмов всех порядков						+	+
Степень сортировки	высокая	+	+	+	+	+	+	
	средняя и низкая							+
Корреляция между Md и S_o	положительная	+	+	+	+	+	+	
	отрицательная		+					
	отсутствует							+
Окатанность	высокая	+	+	+	+			
	средняя				+	+	+	
	низкая							+
Md вниз по течению	уменьшается	+	+	+	+	+	+	
	возрастает							+
Содержание алеврита	низкое (<5%)	+	+	+				
	среднее (5—30%)				+	+	+	
	высокое (>30%)					+		+
Содержание неустойчивых (эрратических) минералов	определяется бассейном питания и грансоставом	+	+		+			
	то же, и импульсами эолового привноса			+		+	+	+
	определяется ледниковым питанием							+

Таблица 2 (окончание)

1		2	3	4	5	6	7	8
Текстура (слоистость)	косая, диагональная	+	+	+	+			
	косая, волнистая, горизонтальная				+	+	+	
	горизонтальная, волнистая							+
Микротекстурные особенности	эоловая полировка зерен				+	+	+	+
	глинистая пленка на зернах						+	+

Таблица 3.

Литологические признаки пойменных и половодно-ледниковых образований различных ландшафтно-климатических зон

Признак		Умеренно теплая или умеренная зона		Бореальная зона		Перигляциальная зона		
		I гр.	II гр.	III гр.	IV гр.	V гр.	VI гр.	VII гр.
Литологический состав	глины дисперсные и высокодисперсные	+	+					
	глины и суглинки		+	+	+			
	суглинки, супеси, глины				+	+		
	суглинки лёссовидные, супеси						+	+
Гумусированность	высокая	+	+	+				
	средняя и слабая				+	+		
	редкая или отсуствует						+	+
Сохранность органических включений	низкая	+	+					
	средняя		+	+	+	+		
	высокая						+	+
Мерзлотные деформации	отсутствуют	+	+	+				
	слабые				+	+		
	значительные						+	+
Микротекстурные особенности	отсутствует микрослоистость					+	+	+
	выражено полигональное распределение кварцевых зерен						+	+

II группа аллювиальных свит, формировавшихся в лесостепной зоне, отличается от I группы свит лесной зоны несколько менее совершенной дифференциацией фаций, менее дисперсными пойменными глинами, мощными накоплениями мергелей в старичных бассейнах.

III группа, отвечающая условиям северной тайги, характеризуется следующими признаками: слабой степенью фациальной дифференциации, сокращенной мощностью поймы, повышенным гипсометрическим положением, слабой выраженностью базального горизонта, вогнутой подошвой, катунами глин, появлением в русловых песках гранулометрических ритмов с симметричной или обратной сортировкой, импульсными содержаниями эрратических минералов.

В IV группе аллювиальных свит, основное формирование которых происходило в условиях сосново-березовых разреженных лесов интерстадиалов, заметно возрастает роль смешанных пород (супесей, суглинков) и увеличивается примесь алевритовой фракции, у бортов аллювия широкое развитие получают горизон-

Таблица 4

Основные признаки отложений стариц и подпрудных долинных бассейнов

Признак		Умеренно теплая или умеренная зона		Бореальная зона		Перигляциальная зона		
		I гр.	II гр.	III гр.	IV гр.	V гр.	VI гр.	VII гр.
Степень выраженности стариц	отчетливая	+	+	+				
	слабая				+	+	+	
	отсутствует							+
Литологический состав	глины, торфяники	+	+	+				
	глины, мергели		+					
	суглинки, глины				+	+	+	
	суглинки							+
Текстура (слоистость)	горизонтальнослоистая и массивная	+	+	+	+	+	+	+
	ореховатая				+	+		
	ленточная				+	+	+	+

тальнослоистые серии, пойменные глины слабо гумусированы, появляются мерзлотные деформации, старичный аллювий выражен слабо и редко.

V группу свит, формировавшихся в условиях сосново-березового редколесья и лесотундры, характеризует несовершенная дифференциация фаций и не всегда их закономерное распределение в разрезе, облекание подошвы, линзовидное строение аллювия только в осевой зоне, исчезновение старичного аллювия, высокое содержание алевритовой фракции и появление микротекстурных признаков перигляциального аллювия.

VI группа свит, формировавшихся в условиях тундростепи и тундры, охватывает в основном перигляциальные свиты 1—3-й террас. Для них характерны: полное отсутствие фаций нормального аллювия; чередующееся распределение песчаных и глинистых пород в разрезе с образованием ритмичности нескольких порядков; повышенная или резко пониженная мощность, в обоих случаях аномально нарастающая вниз по течению; появление прослоев лёсса; отсутствие гумусированности глинистых пород ;четкая выраженность межслоевых размывов.

VII группа свит, формировавшихся непосредственно в приледниковой зоне, включает днепровский аллювий 4-й террасы и донской аллювий 5-й террасы. Кроме большинства признаков перигляциального аллювия, появившихся у предыдущих групп, для данной группы характерны: бассейновое распределение осадков по типу полуподпрудных озерных водоемов; повышенная мощность и ширина свит; почти полное отсутствие линзовидного строения и в связи с этим преобладание горизонтальной и волнистой слоистости; отсутствие корреляции между крупностью и сортировкой песков.

Из всех признаков строения аллювия наиболее показательна степень дифференциации аллювиальных фаций, или отчетливость литологического обособления русловой, пойменной и старичной макрофаций, а также базального горизонта. Переход от этих аллювиальных фаций к фациям перигляциального бассейна в речной долине, очевидно, отражает существенные и постепенные изменения гидрологического режима: от речного с поперечной циркуляцией водной массы и с кратковременными паводками, к бассейновому, во многом проблематичному режиму, с продолжительными летними разливами, небольшими глубинами и неустойчивыми границами, с зонами проток.

Фациальное строение собственно перигляциальных свит в речных долинах до настоящего времени остается практически неизученным. Наблюдаемое распределение типов разреза отложений 4-й и 5-й террас Дона в большей степени подчиняется схеме фаций мелководных проточных озер, чем какому-либо из известных вариантов аллювия. Принципиальной особенностью этих отложений и их отличием от озерных является широкое развитие протоковых (русловых) образований, разнопорядковых и в основном небольших, залегающих в неглубоких врезах на разных гипсометрических уровнях. Происхождение их, видимо, следует связывать с сезонными спадами уровня паводков. Размеры таких протоковых образований, их сгруппированность в осевых зонах долин заметно возрастают со снижением степени выраженности перигляциального режима, и они при этом все в большей мере принимают облик речных русел.

По нашим наблюдениям, в отложениях перигляциальных долинных бассейнов можно выделить следующие типы литофаций, имеющих площадное распространение: 1) прибортовые, характеризующиеся значительной примесью субаэральных (делювиально-солифлюкционных) суглинков; 2) внутренних дельт, выделяющиеся аномально повышенными мощностями слагающих их супесей и суглинков; 3) собственно половодные, преобладающие на площади и в разрезе, представленные горизонтальнослоистыми ритмично построенными толщами супесей и суглинков; 4) протоковые — линейно вытянутые тела относительно промытых косослоистых песков; 5) застойных или отшнурованных зон с практически озерным режимом и с осадками в виде локальных залежей тонкослоистых глин и суглинков. Перечисленные фациальные типы установлены для перигляциальных бассейнов, не имеющих ледникового питания, но они в значительной степени повторяются и в приледниковых бассейнах Донского языка. В последнем случае их отличают более высокая изменчивость и контрастность фаций и мощностей, более песчаный состав осадков.

Следует отметить, что влияние ледникового питания сравнительно быстро (через 10—12 км) перестает отражаться на строении аллювия, но очень далеко прослеживается в его минеральном составе.

Таким образом, между обычным, или межледниковым, аллювием, эталоном которого являются отложения современных рек, и типичным перигляциальным аллювием, представленным в разрезах 4-й и 5-й террас, существует несколько переходных типов аллювия с определенным набором признаков, соответствующих различным стадиям выраженности перигляциального режима.

ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1962. Вып. 59. 542 с.

Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости // Там же. 1965. Вып. 119. 260 с.

Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука, 1980. 172 с.

Георгиев В.М. Методика исследования поверхностных микроструктур кластического кварца при помощи сканирующего электронного микроскопа // Литология и полезные ископаемые. 1982. Т 6. С. 37—48.

Горецкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1958. N 22. С. 3—23.

Горецкий Г.И. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, 1961. С. 107—125.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М.: Наука, 1966. 412 с.

Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука, 1976. 228 с.

Иванова Н.В. Микростроение межледникового и перигляциального аллювия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 3. С. 82—90.

Иванова Н.В., Тюрина Л.С. Условия накопления верхнеплейстоценового аллювия в долине р. Десны // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. N 2. С. 76—85.

Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1984. 212 с.

Лаврушин Ю.А. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1961. Вып. 47. 94 с.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Там же. 1963. Вып. 87. 266 с.

Лаврушин Ю.А. Основные черты строения современного аллювия равнинных рек степной зоны // Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений. М.: Наука, 1965. С. 20—33.

Лаврушин Ю.А. Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон // Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966. С. 162—175.

Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1964. Вып. 120. 236 с.

Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Аллювий — источник информации о климатах прошлого // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 169—173.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во МГУ, 1955. 346 с.

Малинаускас З.А., Матуленис Э.Л. Микроструктуры песчаных зерен разного генезиса четвертичных отложений Литвы // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984. С. 197—202.

Полянин В.А. Геологическое строение современных аллювиальных отложений Волги и Камы // Уч. зап. Казанск. ун-та. 1951. Т. 111, кн. 1. С. 161—164.

Полянин В.А. Литологические исследования четвертичных отложений долин Волги и Камы на территории Татарии // Там же. 1957. Т. 117, кн. 4. С. 13—212.

Ренгартен Н.В. Литологические критерии реконструкции климата антропогена: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1971. 52 с.

Ренгартен Н.В., Константинова Н.А. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена (на примере Южной Молдавии и Юго-Западной Украины) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1965. Вып. 137. 123 с.

Рогов В.В. Поверхность частиц кварца как показатель криогенного выветривания // Пробл. криолитологии. 1982. Вып. 10. С. 68—74.

Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.

Холмовой Г.В. О минералогическом составе плиоценовых песков Окско-Донской низменности // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж, ун-та, 1975. С. 100—107.

Холмовой Г.В., Глушков Б.В. О корреляции крупности и сортировки песков из различных фаций и типов аллювия в бассейне Верхнего Дона // Литология и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1982. С. 140—146.

Холмовой Г.В., Красненков Р.В., Иосифова Ю.И. и др. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж, ун-та, 1985. 144 с.

Шанцер Е.В. Типы аллювиальных отложений // Вопросы геологии антропогена. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 188—195.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 240 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 161).

Borzy Z., Felszerfalvi J., Koki J. A janoshalmi Mafi alapfuras homoküledekeinek elektronmikroszkopos vizsgalata // Acta geogr. Debres. 1981 (1982). Köt. 20. Old. 35—50.

Krinsley D.H., Dornkamp J.C. Atlas of quartz grain surface textures. Cambridge: Univ. press, 1973. 91 p.

Manker J.P., Ponder R.D. Quartz grain surface features from fluvial environments of northeastern Georgia // J. Sediment. Petrol. 1978. Vol. 48, N 4. P. 1227—1232.

Perttunen M., Hirvas H. An attempt to use the roundness of quartz grains for till stratigraphy // Bull. Geol. Soc. Finl. 1982. N 54, pt 1/2. P. 25—33.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551.79.1

А.А. ВЕЛИЧКО

О РЕГИАНАЛЬНОЙ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ЭПОХИ НЕАНДЕРТАЛЬЦЕВ

Одной из слабоизученных в палеоэкологии, антропологии и истории первобытного общества является область, которая рассматривает условия перехода к этапу наступления позднего палеолита, когда на Земле впервые получил преобладание человек современного типа (неоантроп). Известно, что фазе такого перехода предшествовало время существования палеоантропов или неандертальцев. Большой интерес ко времени широкого распространения неандертальцев связан с тем, что здесь можно рассчитывать найти истоки формирования человека современного типа, его материальной и духовной культуры. Между тем уровень современных знаний таков, что среди антропологов до сих пор нет полного согласия в том, что неандертальцы, во всяком случае представители их как называемой западноевропейской группы, могут быть отнесены к непосредственным предшественникам современных людей. Нет полной ясности и в том, были ли неандертальцы носителями только мустьерской культуры.

В настоящем сообщении автор попытался рассмотреть региональные особенности геоэкологического развития неандертальцев на базе имеющихся данных, в том числе наиболее новых, доложенных на Международном коллоквиуме, посвященном неандертальскому человеку, который состоялся в 1986 г. в Бельгии по инициативе Льежского университета (руководитель оргкомитета профессор М. Отт).

В течение четырех дней (с 4 по 7 декабря 1986 г.) в предместье Льежа — Вежимонте — заседали участники коллоквиума — более чем 200 ученых, приехавших из 19 стран Европы, Азии, Северной Америки.

В данной статье дается общий обзор некоторых главных тем, затронутых на коллоквиуме.

Серьезной трудностью, с которой приходится сталкиваться при изучении эпохи неандертальцев, является проблема абсолютного датирования. В геологической шкале эпоха господства неандертальцев относится ко второй половине среднего — первой половине позднего плейстоцена, куда входят днепровская ледниковая эпоха (включая московскую стадию), микулинское межледниковье и начало последней, валдайской, ледниковой эпохи. Для данного отрезка времени оказываются наименее разработанными методы абсолютного датирования континентальных отложений. Учитывая большую актуальность вопросов абсолютной хронологии для периода существования неандертальцев, коллоквиум начал свою работу с их обсуждения.

В своем сообщении Г. Шварц обратил внимание на то, что наиболее распространенный и апробированный радиоуглеродный метод в обычном варианте дает надежные результаты для возрастов не древнее 30—35 тыс. лет назад

(л.н.), т.е. в пределах позднепалеолитического и более поздних этапов истории человечества. Другой, также хорошо известный, метод абсолютного датирования — калий-аргоновый — по пределам точности наиболее применим для нижнего плейстоцена и более древних эпох, для которых эффективным оказывается и палеомагнитный метод.

Исследования, проведенные в лаборатории французского радиологического центра Жиф-сюр-Иветт Э. Бардом и др., подтвердили возможность увеличения радиуглеродного метода с применением масспектрометра и ускорителя. Наиболее древняя дата, полученная при такой модификации с помощью образца сибирского графита, — 56 500±1600 лет. Однако практическим пределом для датирования в указанной лаборатории считается дата по древесному углю 45 600±1300 лет, а по карбонатам (в том числе раковинам) — 41 500±750 лет. Эти даты заметно сужают диапазон по сравнению с наиболее древней группой радиоуглеродных дат, полученных в Гронингенской лаборатории.

Значительно большее внимание, чем прежде, уделяется уран-ториевому методу. Известны его возможности при датировании травертинов. Р. Хаусманн и К. Бруннакер привели интересные оценки, сделанные на основании более чем 800 определений. Время раннего среднеплейстоценового межледниковья гольштейн I определяется при этом в 350 тыс. л.н. Близко к нему относится находка гоминида из Вертешсоллёш. Более молодое межледниковье гольштейн II характеризуется датами около 200 тыс. л.н. Такой возраст имеют нижние травертины из районов Штутгарта (Бад-Канштадт), Веймара (Эрингсдорф) и Бильцигслебена. Находка гоминида из Бильцигслебена оказывается древнее горизонта покровного травертина, возраст которого около 260 тыс. лет.

Последний межледниковый этап подразделяется авторами на две части: время эемской трансгрессии, которая в океанской изотопно-кислородной шкале соответствует стадии 5e с возрастом 125 тыс. лет, и время собственно рисс-вюрмского межледниковья (стадия 5c) — около 105 тыс. лет. Травертин с находкой гоминида в Гановце имеет возраст 80—120 тыс. лет.

Перспективно также использование уран-ториевого метода для датирования сталагмитовых пород из "полов" в пещерных отложениях (работы М. Гевельта и др.), что очень важно, так как многие из них содержат культурные слои. Для тех же отложений можно получить изотопно-кислородные определения, дающие представления о климатических колебаниях.

Обзор состояния исследований в области использования термолюминесцентного метода датирования представили М. Аиткен, Д. Хакстебл и Е. Роудс. Наиболее продвинутым, по их мнению, является фотолюминесцентный вариант этого метода. Эффективно его применение для датирования культурных слоев мустье по обожженным в древних очагах кремневым орудиям и отщепам (работы Э. Валладас). Проводятся исследования также по датированию кальцита из сталагмитовых обломков в пещерах. Хронологический диапазон датирования термолюминесцентного датирования имеет свои ограничения. Так, для лёссов по кварцу этот метод применим в пределах последних 100 тыс. лет; по циркону, возможно, несколько больше. В целом авторы приводят список дат, в том числе со стоянок, в пределах 10—300 тыс. л.н.

Привлек внимание также метод гамма-лучевой спектрометрии долгоживущих ядер ^{238}U, ^{234}U, ^{230}Th и ^{231}Pd, обсуждавшийся в сообщении И. Иокояма и др. Этот метод позволяет получить результаты без разрушения объекта, т.е. без отбора каких-либо проб, и применяется для костного материала. Правда, при этом диапазон погрешностей оказывается достаточно велик (челюсть человека со стоянки Фате, Италия — 82+36/—25 тыс. лет; кость оленя со стоянки Турналь, Франция — 33±8 тыс. лет; кость лошади со стоянки Рамандилс, Франция — 188+23/—59 тыс.лет.).

На базе имеющихся данных геологического возраста, абсолютной хронологии и археолого-палеогеографических можно попытаться наметить некоторые особенности в развитии общества и окружающей среды в среднем палеолите в отдельных регионах. Так, П. Мелларс путем корреляции данных по стоянкам юго-запада Франции приходит к выводу, что наиболее длительный этап охватывают культурные слои стоянки Комб-Греналь. Самые ранние, ашельские, слои еще относятся к риссу (до 130 тыс. л.н.). На уровне последнего межледниковья (115—130 тыс. л.н.) — археологический хиатус — человек вновь появился лишь в начале вюрма (культурные слои с зубчатым мустье) и продолжал существовать всю первую половину вюрма, приблизительно до 45 тыс. л.н. (последовательность культурных слоев: мустье типа феррасси, типа кина и зубчатое). Этому отрезку времени соответствуют весьма сложные колебания климата, которые не могут быть уложены в схему вюрма I и вюрма II, являющуюся весьма упрощенной. На стоянке Ле-Мустье человек появляется лишь около 55 тыс. л.н. Около 33 тыс. л.н. слой зубчатого мустье здесь сменяется шательперронским, а около 30 тыс. л.н. — ориньякским (верхний палеолит).

По результатам исследований мустьерских слоев стоянок юга Франции с помощью термолюминесцентного метода по обожженному кремневому материалу Э. Валладас были получены наиболее ранние даты 75000±6000 лет (стоянка Ле-Кавалетт). Между 65—45 тыс. л.н. сосуществовали культуры типичного мустье и мустье шарантского типа, а между 55—40 тыс. л.н. — мустье с ашельской традицией, типичное и зубчатое (данные по стоянкам Ле-Мустье, Фонсейнье, Бругас и др.).

Антропологические находки неандертальцев в рассматриваемом диапазоне имеют следующие позиции: наиболее ранней из них является череп из Ла-Феррраси — около 70 тыс. лет; затем Ла-Кина — около 65 тыс. лет, далее Шапелль-О-Сен — около 60 тыс. лет. Более молодую группу составляют антропологические находки из Ле-Мустье (около 40 тыс. лет), Сен-Сезер (около 38 тыс. лет). Около 35 тыс. л.н. происходит смена: находка кроманьонца, т.е. человека современного типа, датируется временем около 33 тыс. л.н.

Материалы Ж.Пивето и С. Кондели, исследовавших местонахождение Ла-Шез (Шаранта, Западная Франция), дополняют приведенные данные. В Ла-Шез были найдены остатки человека в слое, который имеет возраст около 135 тыс. лет и относится к рисс-вюрмскому межледниковью, характеризовавшемуся здесь высокой облесенностью. Судя по антропологическим особенностям, в человеке сочетались черты неспециализированных древних палеоантропов и западноевропейских неандертальцев, широко распространившихся в вюрме. Другой находкой предшественника классических неандертальцев является находка из Саккопасторе (Италия), также имеющая рисс-вюрмский возраст. Предполагается, что гоминиды, имевшие неандерталоидные черты, уже существовали в рисскую эпоху, и их можно определить как гомо сапиенс неандерталензис. А. Тилье считает, что неандертальские черты своими корнями уходят еще глубже и проявляются в антропологических находках Араго 2 и 21 около 350 тыс. л.н., т.е. в миндель-риссе (гольштейн I), к которому относятся и антропологические находки из Штейнгейма и Сванскомба. В рисскую эпоху неандертальские черты укрепляются.

Природно-климатические изменения, на фоне которых начиная по крайней мере с рисского времени происходило развитие неандертальского человека и его археологических культур, рассмотрены Г. Лавиллем, М. Пакеро и Ф. Дельпеш. Они характеризуют район Перигора (Южная Франция). В первой половине рисса ими выделяются две стадии, из них более ранняя была безлесной, а более поздняя (рисс II) характеризовалась хорошей облесенностью (дуб, орешник) и мягким влажным климатом, о чем свидетельствуют и палинологические

данные, и фауна из Пеш-де-Л'Азе. В риссе III выделяются три волны похолодания с нарастанием степени безлесия. В эту последнюю стадию наряду со степными животными получает распространение и шерстистый носорог, т.е. создаются наиболее суровые условия. С наступлением рисс-вюрмского межледниковья восстанавливаются лесные ландшафты, существенно возрастает увлажнение.

На основании детального исследования стоянок Комб-Греналь и Ле-Мустье в первой половине вюрма выделено 18 климатических фаз чередования относительно мягких условий с сухими и холодными. Особенно суровой была фаза IX, когда получили господство холодные степи с фауной оленя, лошади, бизона, просуществовавшие до фазы XVIII; фазы X—XVIII сопоставляются со стадией 3 океанической изотопно-кислородной кривой. В конце этого времени (43—34 тыс. л.н.) наступает некоторое смягчение климата, появляется облесенность.

Сходную в целом схему колебания климата дает и А. Леруа-Гуран, пользуясь палинологическими данными той же стоянки Комб-Греналь. В стадии вюрм I ею выделяются семь фаз, когда климат менялся от холодного влажного до холодного сухого. К этой стадии относятся слои с мустье типичным и зубчатым. Восемь фаз вюрма II отражают более контрастные колебания климата — от очень холодного и сухого почти в самом начале стадии (мустье типа кина) до мягкого и влажного и в заключительную фазу — сухого и холодного (мустье с ашельской традицией).

Наконец, для тех же районов Франции, но уже по данным фауны мелких грызунов, была сделана оценка климатических изменений Ж.-К. Марке. Его мнение о том, что в конце рисса было очень холодно, базируется на находках Lagurus lagurus на стоянках Сюар и Вофрэ; однако по этим находкам вряд ли можно судить о степени похолодания. Лишь в вюрме II, в слое 26 все той же стоянки Комб-Греналь, появляются индикаторы (в виде находок песца) действительно резкого возрастания суровости климата. Подобный климат сохраняется и в конце вюрма II; он отвечает слою, который непосредственно подстилает слой с находкой неандертальского человека на стоянке Сен-Сезер, датируемый началом молодого вюрма. Однако палинологические данные, полученные Ш. Лероне непосредственно из слоя с находкой остатков неандертальца, показывают, что это время (культура кастельперрон) характеризовалось довольно высокой облесенностью, а процесс остепнения проявляется в перекрывающих ориньякских слоях, где обнаружены полынь, эфедра, а содержание древесных пород наименьшее. Возраст находки на стоянке Сен-Сезер, по мнению Ж.-Л. Марке, свидетельствует о том, что самые поздние неандертальцы сосуществовали с людьми современного типа.

С точки зрения провинциальных особенностей геоэкологии неандертальского человека определенный интерес представляют материалы по средиземноморским районам Франции. Седиментологические исследования Ж.-К. Мисковского, проведенные на стоянках Ортюс, Бом-де-Пейрар, Сулябе и др., привели его к выводу, что ранний вюрм (вюрм I) в этом районе не отличался особой суровостью, климат в это время был влажным и прохладным, о чем свидетельствуют толщи с корродированными обломками. Более суровые условия были свойственны вюрму II, когда начали проявляться криокластические процессы. Интерстадиал вюрм I—II характеризовался смягчением климата.

В соответствии со взглядами некоторых специалистов Ж. Рено-Мисковская, как и Ж.-К. Мисковский, ограничивает эпоху существования собственно неандертальцев первой половиной вюрма. По результатам палинологического изучения грота Кальметт ею выделяются для вюрма I следующие фазы климата: прохладный и мягковлажный, более прохладный и влажный, переход к более мягкому, переход к более сухому климату. В вюрме II, судя и по палинологическим дан-

ным, условия были более суровыми. Исследования стоянки Ортюс позволили выделить три фазы климата: холодный и очень влажный, менее холодный и влажный, холодный и сухой. Вместе с тем Ж. Рено-Мисковская специально обращает внимание, что на рассмотренном этапе в данных районах всегда сохранялась древесная растительность. Это были разреженные парковые леса, в основном состоящие из сосны, но (что весьма важно) и с редким участием теплолюбивых представителей, таких, как средиземноморский дуб и др. По мнению самого автора, климат данного района в рассматриваемый отрезок времени был существенно мягче и теплее (особенно летом), чем в более северных районах.

Можно полагать, что и в Испании данный отрезок характеризовался в основном прохладным или умеренно влажным климатом (мустьерский грот Морин, Кантабрия — данные Х. Эшегараи). Данные М. Мусси по стоянкам среднего палеолита Центральной Италии также показывают, что в это время были умеренно влажные условия, в которых существовали благородный олень и лань.

Имеющиеся данные по центральным районам Европы позволяют предполагать, что в целом здесь условия характеризовались возрастанием континентальности климата. К. Валох на основании изучения многослойной мустьерской пещерной стояки Кульна в Моравии указывает, что начало вюрма совпадает с остепнением. Однако формирование основного слоя 7а с радиоуглеродной датой 45 666+2880/—2200 лет происходило в довольно влажных условиях (И. Свобода, М. Олива). Несколько более молодой возраст имеют слои из стоянок данного района с так называемой богуницкой культурой (42 900+1900/—1400 и 40 175±1200 лет). Близкий возраст имеют селетские слои из Ведровице I (39 500±1100, 37 650±500 лет) и Чертовой Печи (38 400+2800/—2100 лет), они отвечают интерстадиалу хенгело. Указанные датировки показывают, что эти культуры сосуществуют с таковыми, имеющими ориньякоидные признаки (например, в болгарской пещере Бачо Киро, 43 тыс. л.н.). Хорошо выраженный ориньякский слой отвечает интерстадиалу денекамп-арси, около 31 тыс. л.н. (слой 3 стоянки Странска Скала). Этому времени уже соответствует находка человека современного типа на стоянке Младечь.

Самые ранние культурные слои среднего палеолита, зафиксированные на территории Польши в пещере Нетопежова, Т. Мадейска сопоставляет с концом предпоследнего, среднеплейстоценового, оледенения. К нему же, по-видимому, относятся находки леваллуа-мустье в иллювиальном горизонте почвы на стоянке Звежинец, а более молодой культурный слой совпадает с поверхностью межледниковой (рисс-вюрмской) почвы. Несколько различных мустьерских культур (в том числе микоко-пронднікская) развивались в первой половине вислинского (вюрмского, валдайского) оледенения. Палеонтологические материалы из среднепалеолитических слоев конца среднеплейстоценового оледенения выявляют сложное сочетание лесных элементов (бурый медведь), тундровых (лемминг) и степных (лошади). В межледниковых слоях присутствуют в основном лесные элементы. В ранневислинских слоях их доля сокращается до 8—20% и возрастает роль тундровых и перигляциальных элементов (лемминг, мамонт, шерстистый носорог, северный олень). В целом отмечается большая мозаичность, пространственное многообразие ландшафтов — лесных, тундровых, степных, что свидетельствует о существовании перигляциальных условий, но не с экстремально суровым, а скорее с неустойчивым климатом.

Южнее, на территории Румынии, как отмечает А. Паунеску, все известные среднепалеолитические местонахождения располагаются в интервале от конца рисс-вюрмского межледниковья до середины вюрма. Здесь параллельно развивалось несколько фаций мустье: типичное (пример — уровень III стоянки Рипичени-Извор, 46 400+4700/—2900 л.н.), региональный вариант шарантского типа (уровень III грота Борду Марэ, 43 600±2800/—2100 л.н.), мустье с ашельской

традицией (уровни IV и V Рипичени-Извор, 44 800+1300)—1100 и 40200 +1100/—1000 л.н.). Более молодой возраст имеют фации типичного мустье в гроте Бачо Киро в Болгарии (слой 13, 47 500 л.н.), слой 7а (микок) на стоянке Кульна в Чехословакии.

В целом мустьерская культура на территории Румынии, по мнению того же автора, "доживает" до 30 тыс. л.н. Присутствие холодолюбивых представителей фауны, в частности на стоянке Рипичени-Изор, свидетельствует о распространении на эту территорию довольно холодных климатических условий.

Важный материал, касающийся развития первобытного человека, его материальной культуры и условий обитания в мустьерскую эпоху в пределах Восточной Европы, накоплен советскими исследователями, среди которых в последние годы особенно много сделали В.П. Любин, А.П. Черныш, Н.Д. Праслов, Ю.Г. Колосов, И.К. Иванова, Н.С. Болиховская, Г.М. Левковская, Л.Д. Церетели, М.Г. Ниорадзе, Д.М. Тушабрамишвили, В.М. Харитонов, Л.И. Маруашвили и др.

Обобщая эти материалы, а также используя некоторые собственные наблюдения, автор этих строк в своем сообщении рассмотрел некоторые геоэкологические аспекты мустьерской эпохи. Судя по данным (правда, весьма отрывочным) о находках мустьерских орудий в ледниковых отложениях Среднего Днепра и Дона, нельзя исключить, что начало распространения мустьерской культуры на данной территории восходит к концу среднего плейстоцена. С большей определенностью, основываясь хотя бы на находках мустьерских орудий в отложениях карангатской трансгрессии, можно говорить о микулинском (рисс-вюрмском) возрасте мустье. В это время носители мустьерской культуры сосуществовали с ашельцами, о чем свидетельствуют геохронологические и палеогеографические данные по стоянкам Кударо на Кавказе, Выхватинцы на Днестре и др.

Переход от микулинского межледниковья к валдайскому оледенению сопровождался волной широкого распространения мустьерцев. К сожалению, детальная геохронология мустьерских памятников остается недостаточно разработанной. В связи с этим об их возрастной позиции можно сейчас говорить с большой степенью условности. К самому началу валдайской эпохи, вероятно, относятся такие памятники: Волгоградская, Киик-Коба, раннемустьерские слои (7,6) Цоны, четвертичный слой Кударо, мустьерские слои Выхватинского навеса. Близким к ним является Бетово на Десне.

Стоянка Кетросы на Днестре сопоставляется со временем между двумя ранневалдайскими интерстадиалами аммерсфорт и брёруп — началом интерстадиала брёруп. Для этого времени реконструируется перигляциальная лесостепь с участием пихты, ольхи, березы. Вероятно, с ранневалдайским следует сопоставить слой 5 на стоянке Заскальная (Крым), где на фоне преобладания травянистых присутствует пыльца древесных пород, в том числе граба. Близким по возрасту может быть и слой 4 на стоянке Кударо I, для которого реконструируются темнохвойные леса со слабым участием широколиственных пород.

Следующий этап характеризуется усилением похолодания и континентальности. К нему следует отнести мустьерский слой 3 стоянки Кударо I. В это время, датированное радиоуглеродным методом в 44 150+2400/—1850 лет, даже на этой стоянке, расположенной в Закавказье, происходит снижение границ лесных поясов на 600 м, вблизи стоянки распространяется травянистая и кустарниковая растительность. Сюда же относится слой 11 стоянки Кормань IV с возрастом около 44 тыс. лет. С этим же временем сопоставляются слои III и II на стоянке Заскальная, для которых также было характерно преобладание травянистой растительности, особенно для слоя II. Самому молодому мустьерскому слою I на этой стоянке отвечает фаза увлажнения и появления древесной растительности.

Как видно из палеоботанических данных по стоянке Кударо I, природа

районов Закавказья хотя и реагировала на начало ледниковой эпохи, но эта реакция была не столь существенной, как на Русской равнине. В мустьерских же слоях многослойной стоянки Сакажия наряду с пыльцой пихты отмечается пыльца ореха, граба, каштана, бука. Здесь, как и в других закавказских местонахождениях, найдены остатки лисы, волка, благородного оленя, пещерного медведя.

Еще более резко провинциальные геоэкологические различия между Русской равниной и Предкавказьем, с одной стороны, и Закавказьем — с другой, выявляются по фаунистическим данным. Нельзя не обратить внимания на то, что не только на таких относительно северных местонахождениях, как Хотылево и Бетово, но и в мустьерских слоях стоянок юга Русской равнины, а также Крыма и Предкавказья (Волгоградской, Днестровских, Киик-Кобе, Заскальной, Ильской и др.) в составе фауны наряду с лесными и степными элементами стабильно присутствуют типичные представители перигляциальной фауны: мамонт, шерстистый носорог (кроме Волгоградской стоянки), лемминг, северный олень. В составе же фауны мустьерских слоев закавказских стоянок представители перигляциальной фауны нигде не встречены.

Палеонтологические данные, таким образом, показывают, что уже в начальные этапы валдайской эпохи на всем пространстве (включая Крым) вплоть до Предкавказья возникла обширная перигляциальная область. По природным условиям она не была столь суровой, как в максимуме валдайской эпохи. В это время еще существенную роль играла древесная растительность, а фауна характеризовалась значительно более сложным, смешанным составом. Условия менялись и во времени (от более влажных к более сухим) при общем нарастании континентальности и похолодания к середине валдайской эпохи. Примечально также, что на днестровских стоянках проявилось участие представителей фауны, предпочитающих пересеченные условия местности, — пещерных льва (Молодова I и V) и медведя (Выхватинцы), что можно связать с близостью Карпат.

Все это свидетельствует о том, что определенные группы мустьерского населения смогли адаптироваться к перигляциальным (хотя и не крайне суровым) условиям, возникшим на обширных пространствах Восточной Европы в начале валдайскои эпохи. Процесс же перехода к верхнепалеолитическим культурам в середине валдайской эпохи (один из позднемустьерских слосв в пещере Ахштырь датирован торий-урановым методом в 36 тыс. л.н.) можно рассматривать как автохтонный, поскольку на ряде многочисленных стоянок фиксируются переходные слои от мустьерских к верхнепалеолитическим.

В существенно иных условиях, скорее близких к умеренным, без резких колебаний в сторону перигляциальной обстановки, протекал процесс развития мустьерских культур в Закавказье, которое следует рассматривать как особую провинцию.

С историей мустье и неандертальского человека Европы тесно связано развитие среднего палеолита Ближнего Востока. Как отмечает Д. Бар-Иозеф (геохронологические исследования по торий-урановому методу на стоянках Эль-Ковн и Зуттие), ашело-ябрудские культуры исчезают в интервале 150—100 тыс. л.н. и до конца первой половины последней ледниковой эпохи (стадия 3 океанской изотопно-кислородной кривой) происходит развитие мустьерских культур. Переход к верхнему палеолиту приходится на 43—40 тыс. л.н.

А. Леруа-Гуран, опираясь на результаты палинологических исследований в данном районе, отмечает, что последнему межледниковью и большей части первой половины наступившего затем оледенения соответствуют фазы увлажнения и облесенности. По ее данным, наиболее сильное облесение наступило после интерстадиалов аммерсфорт, брёруп и оддераде — в интервале 40—50 тыс. л.н. (анализ отложений со стоянок Раз-Эль-Кельб и Нар-Ибрагим). Палинологические данные из мустьерских местонахождений в долине р. Гула, полученные

М. Вейнстейн-Эврон; позволили ей считать, что весь мустьерский этап (особенно во второй его половине, 65—50 тыс. л.н.) характеризовался большей увлажненностью, чем сейчас.

Итак, региональный анализ, проведенный нами хотя и по отрывочным данным, позволяет наметить некоторые геоэкологические особенности временно́го отрезка существования мустьерских культур. Последнее межледниковье (микулинское, рисс-вюрмское, стадия 5е), когда мустьерские культуры получили уже достаточно широкое распространение, характеризовалось практически на всей территории существования мустьерцев в Европе и на Ближнем Востоке благоприятными условиями: теплыми, влажными, с преимущественным развитием широколиственной растительности.

Последующий, основной, этап развития мустьерских культур относился к первой половине валдайской эпохи (вюрмской, вислинской, стадии 4 изотопно-кислородной кривой). В это время (особенно в Европе) происходили существенные изменения в состоянии природных систем, связанные с похолоданием. Лесные ландшафты редуцировались, а открытые получили большее распространение. Имели место колебания климата межстадиального характера. Однако следует отметить, что в целом в отличие от более позднего этапа, отвечающего максимуму оледенения, лесной компонент и, следовательно, увлажненность играли существенную роль, ландшафты характеризовались большой мозаичностью.

По условиям обитания для этого этапа можно выделить две главные провинции, имевшие широтное положение. Первая — южная, куда входили Средиземноморское побережье на западе Европы, Апеннинский полуостров, Балканы, Закавказье и Ближний Восток. По сравнению с предшествовавшим межледниковьем экосистемы, в которых обитал человек, не испытали здесь кардинальных перестроек, хотя условия и стали более прохладными.

В существенно иных условиях оказался мустьерский человек в более северных районах, занимавших бо́льшую часть Европы. Эти районы можно назвать перигляциальными. Особенно суровые, подлинно криогумидные условия с биотопами, в которых участвовали арктические элементы (мамонт, шерстистый носорог, песец, а также карликовая березка), создались в восточной половине Европы. Ее можно выделить в особую, криогумидную, подпровинцию. В более западных районах, находившихся под более активным влиянием Атлантики, образовалась подпровинция с более мягким климатом: ее можно определить как прохладно-умеренную.

Очевидно, что условия обитания мустьерских людей в валдайскую эпоху были резко дифференцированными. С точки зрения взимодействия первобытного человека и окружающей среды, важно еще раз отметить, что определенные группы мустьерцев сумели приспособиться к условиям обитания в наиболее суровой, криогумидной, восточной подпровинции перигляциальной провинции, в которой они существовали на протяжении всего этапа, приобретая прогрессивные навыки в создании защитных приспособлений. В связи с этим вряд ли можно согласиться с высказываниями некоторых специалистов (Паунеску, Вебб) о том, что на Молодова V был обнаружен скорее заслон от ветра, а не остатки жилища. Палеогеографические условия свидетельствуют в пользу реконструкций овальных систем как жилищ.

Эпоха среднего палеолита оставляет еще много дискуссионного и в антропологическом отношении. Выше уже отмечалось, что некоторые специалисты рассматривают собственно неандертальцев в рамках только валдайской эпохи, а население более ранних этапов, начиная с рисса, они относят к антенеандертальцам и считают, что одна часть их бифуркировала в узкоспециализированных неандертальцев типа Кова Негро, а другая послужила непосредственной предшественницей сапиенсов. Как отмечает Ж. Риго, нет ясности в том, все ли мустьерские культуры принадлежали только неандертальцам. Среднепалеоли-

тический этап характеризовался, как следует из антропологических данных, большой пестротой. Напомним, что на мустьерской стоянке Староселье в Крыму был обнаружен человек с хорошо выраженными сапиентными чертами, а антропологическая находка из Заскальной характеризуется отчетливыми чертами неандертальца. В то же время на стоянке Сен-Сезер в слое, переходном к позднему палеолиту, был найден типичный неандерталец. Давно установлено одновременное существование групп так называемых узкоспециализированных неандертальцев (типа Ля Феррасси) и неспециализированных палеоантропов. П. Вандермершем и некоторыми другими исследователями была высказана идея, что часть широкоспециализированных неандертальцев (палеоантропов) в условиях наступившего похолодания начала вюрма переселилась из Западной Европы на Ближний Восток, где дала начало некоторым сапиентным группам.

Однако региональный подход позволяет говорить и о другом: наличие многослойных стоянок со слоями последовательного перехода от мустьерских к верхнепалеолитическим культурам в восточной, наиболее суровой, части перигляциальной провинции показывает, что эволюционный, автохтонный переход от неандертальского населения к сапиентному мог происходить и в суровых условиях, которые служили дополнительным стимулятором для прогрессивного развития.

По данным абсолютной хронологии, переход от мустье к верхнему палеолиту происходил в основном в интервале 40—30 тыс. л.н. Древнейшие позднепалеолитические культуры на Ближнем Востоке имеют возраст около 42 тыс. лет, близки к ним переходные культуры на территории Венгрии и Польши. Я. Козловским высказывается предположение о том, что в Средней Европе переход происходил несколько позже, чем в более западных районах. Однако наличие дат около 35 тыс. лет для переходных слоев на западе (Сен-Сезер) и востоке (Ахштырь) Европы оставляет этот вопрос открытым. Возможно, ощутимой пространственной разновременности и не было.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 57 1988

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 553.492(266)

Л.Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Б.И. ВОРОНИН, С.С. СТЕПАНОВ

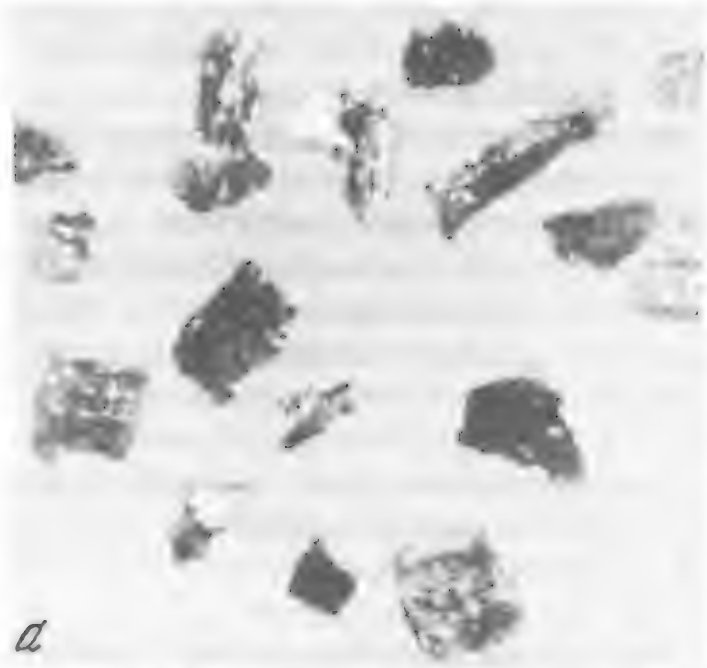
ЧАСТИЧНО ОКИСЛЕННЫЙ САМОРОДНЫЙ АЛЮМИНИЙ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА ТИХОГО ОКЕАНА

Микрообломки самородного алюминия, обычно в виде угловатых, неправильной формы пластинок размером около 0,1 мм, обладающие ярким металлическим блеском и в сростках с другими минеральными выделениями (рисунок, *а*), установлены среди осадков ряда станций вблизи субширотного разлома Кларион, на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), в депресии Бауэр и на некоторых других участках Тихого океана. Самородный алюминий, найденный среди магматогенных образований и в глубоководных океанических осадках, характеризующихся высокими значениями Eh, представлен неокисленной формой. Такая сохранность его, по мнению исследователей (Олейников и др., 1978), связана с появлением на поверхности алюминия тонкой окисной пленки, предохраняющей от более глубокого разложения. Было также высказано предположение, что сохранность металлического алюминия в сильноокисленных океанских осадках связана с присутствием в его составе кремния, который образует с ним соединения типа силицидов (Штеренберг, Васильева, 1979; Штеренберг и др., 1980, 1985).

С помощью водной промывки осадков через капроновую сетку во фракции >0,1 мм нами обнаружены разные по величине образования, имеющие темно-серый цвет и слабый металлический блеск. По внешнему виду они напоминают самородный свинец, также пачкающий руки металлической пылью. Обломки эти иногда достигают 3—4 см, но в основном это небольшие образования (см. рисунок, *б*), очень мягкие, легко рассыпающиеся даже при слабом нажатии пальцем или каким-либо другим твердым предметом. Форма их, особенно тех, которые имеют небольшой размер, главным образом шаровидная или близкая к ней. Иногда встречаются образования и несколько иного облика, однако и в этих случаях они имеют сглаженные сферические поверхности.

Темно-серые образования установлены на станции 651 (17°49' с.ш., 124°41' з.д., глубина 4350 м) в интервале разреза осадков 385—410 см и на станции 645 (18°11' с.ш., 141°08' з.д., глубина 5480 м) в интервале разреза осадков 285—295 см.

В интервале разреза 385—410 см ст. 651 фракция более 0,1 мм составляет 0,09% от веса отобранных для изучения осадков. Она представлена главным образом резко отличными по внешнему виду, твердости и составу образованиями. Одни из них — обломки серовато-беловатой монтмориллонитовой глины, среди которой под микроскопом устанавливаются отдельные спикулы губок плохой сохранности. Другие — твердые, неправильной формы, угловатые обломки светло-серой породы, содержащей ярко-красные прослойки и включения. По внешнему виду эти обломки напоминают яшмо-кварциты. Под микроскопом в проходящем свете видны участки, занятые кварцем, перемежающиеся с непрозрач-


а

б

в

г

Мелкие обломки самородного алюминия (отдельные и в сростках с другими образованиями) в осадках Тихого океана (вблизи разломной зоны Кларион, на ВТП, в депрессии Бауэр и других пунктах)

а — сфотографировано с боковой подсветкой, под микроскопом, ×9, *б* — темно-серое образование, представленное частично окисленным, механически перетертым самородным алюминием, сфотографировано с боковой подсветкой под микроскопом, ×6; *в* — тот же образец, свет отраженный, без анализатора, ×250; *г* — тот же образец, под сканирующим микроскопом, ×5000

ными рудными выделениями. Рентгеновский анализ этих обломков, как и других образований станций 651 и 645, выполненный с помощью 57-миллиметровой камеры УРС-55 (Co-K_α-излучение), показал, что мы имеем дело с кварцем и гематитом. Действительно, на рентгенограмме видны линии кварца — 4,26; 3,34; 2,45 Å и др., перемежающиеся с линиями гематита — 3,68; 2,69; 2,51 Å и др. Подобные яшмовидные образования, вероятнее всего, образовались гидротермальным путем(Хворова,Ильинская, 1983).

Важно отметить во фракции >0,1 мм рассматриваемого интервала разреза станции 651 Fe-Mn-микроконкреции II типа (по Штеренбергу и др., 1980), для которых характерны темно-серый цвет и довольно отчетливый металлический блеск. Форма их весьма разнообразна; наиболее часто встречаются палочко-

видные, шаровидные и серповидные. Поверхность их, как правило, гладкая. Подобные микроконкреции содержат около 21,0% железа и 10% марганца; средние содержания в них никеля 1,2%, меди — 0,85, кобальта — 0,13%.

Основным марганцеворудным минералом микроконкреций II типа является бернессит. Значительно реже во фракции >0,1 мм встречены микроконкреции I типа (Штеренберг и др., 1980). Основными марганцевыми минералами этого типа микроконкреций являются неупорядоченный асболан — бузерит, в подчиненном количестве находится вернадит. Микроконкреции I типа имеют черный цвет и очень слабый металлический блеск. Форма их также разнообразна: неправильно-шаровидная, удлиненная, слабо уплощенная и др. Поверхность изобилует мелкими выступами и впадинами. Под оптическим микроскопом видно зонально-концентрическое строение, практически не отличающееся от строения Fe-Mn-макроконкреций. По составу макро- и микроэлементов микроконкреции I типа также не отличаются от их поверхностных и погребенных макроскопических аналогов.

Осадки, поднятые на станции 645, по всему разрезу представлены темно-коричневыми глинистыми илами с включениями цеолитов. В осадках изученного нами интервала (285—295 см) фракция >0,1 мм составляет около 0,25%. Темно-серые металловидные образцы имеют значительно меньший размер, чем на станции 651. Наиболее развитыми во фракции >0,1 мм станции 645 оказались неправильной формы и полуокатанные обломки плотной алевритовой глины, достигающие в диаметре 2—3 мм. Они часто несут на своей поверхности тонкие корочки и пленки железомарганцевых окислов. Отдельные глинистые обломки почти полностью окружены этими рудными выделениями.

Рентгеновский анализ микрообразцов серовато-беловатого цвета плотной глины в камере УРС-55 показал, что она представлена минералом из группы монтмориллонита. Под микроскопом в ней обнаружены мелкие обломки полевых шпатов и кварца. В отличие от фракции >0,1 мм станции 651 здесь устанавливаются микроконкреции II типа, зато в бóльших количествах обломки водяно-прозрачного кварца, плаганитизированного базальта, долерита, обломки и целые формы скелетов кремнистых организмов (спикул губок, радиолярий). Единично встречены мелкие металловидные магнитные шарики и обломки (желтовато-серого цвета) гипса.

Сравнение фракций >0,1 мм осадков станций 651 и 645 свидетельствует, что хотя они и имеют в общем разный состав, большое место в них занимают перемещенные образования, такие, как обломки яшмо-кварцитов, твердые полуокатанные и неправильной формы обломки глин, обломки палагонитов и др., являющиеся явно чужеродными (Штеренберг, Васильева, 1979; Штеренберг и др., 1980, 1985).

Наиболее детально изучен нами крупный образец, поднятый на станции 651 (см. рисунок, *б*). Как видно на фотографиях под оптическим (см. рисунок, *в*) и сканирующим (см. рисунок, *г*) микроскопами, темно-серые образования представлены частицами очень небольшого размера, разной формы, чаще всего удлиненными, несцементированными. Рентгеновский анализ образца (табл. 1) с экспонированием в течение 1 ч показал, что он представлен самородным алюминием. При экспонировании в течение 4 ч на пленке появляются слабые линии — 2,56 Å (интенсивность — 2); 2,24; 2,07; 1,90 Å (все с интенсивностью, равной 1), присутствие которых не дает нам возможности судить о том, с какими минеральными выделениями они связаны.

Химический состав образца определен с помощью "Самевах" (фирма Cameka, Франция). Основным элементом в нем является алюминий, содержание которого меняется от 47 до почти 73% от точки к точке на относительно небольших расстояниях в препарате. Содержание магния колеблется от 0,48 до 1,37%. Меди на четырех из пяти анализированных точек содержится весьма близкое коли-

чество — 2,93—2,94%, и только в одной точке оно доходит до 6,37%. Весьма низки количества кремния и хрома — сотые доли процента. Очень неравномерно распределение общего железа — от точки к точке изменяется в весьма широких пределах (0,10—17,06%). Сумма содержаний элементов по отдельным точкам, однако, однозначно указывает на обязательное присутствие еще какого-то элемента или рентгеноаморфного соединения, поскольку она значительно меньше 100%. На кристалл-анализаторе было проведено полуколичественное определение содержаний кислорода. Анализы показали, что в темно-сером мягком образце содержатся большие количества последнего. Углерод в темно-сером образце, судя по качественным определениям, либо отсутствует совсем, либо его чрезвычайно мало. Пересчитав содержания всех элементов (исключая кремний и хром) на окислы и приведя результаты к 100%, мы пришли к выводу о наличии, помимо самородного алюминия, еще и рентгеноаморфного соединения типа Al_2O_3. Как видно в табл. 2, содержания этого окисла почти всегда (за исключением 5-й точки) в 2—3 раза преобладают над содержанием металлического алюминия, тем самым свидетельствуя о глубоком окислении последнего.

Характер распределения элементов устанавливался путем сканирования по площади 200×200 мкм. Судя по полученным данным, главный элемент — алюминий — распределяется по площади довольно равномерно. Медь концентрируется только на отдельных, небольших по размеру, участках, а на остальной площади распределяется, как и алюминий, равномерно. Небольшие по размеру пятна повышенных концентраций железа встречаются почти на всем изученном поле. Медь, железо и другие рассматриваемые нами элементы, как правило, приурочиваются к тем же участкам, на которых устанавливается и алюминий.

Несомненно, что образование самородного алюминия происходило в сильновосстановительных условиях, обусловленных присутствием водорода, играющего одну из главных ролей, в потоках флюидов, богатых разными компонентами. Выносимые в близповерхностные участки морского дна частички металлического алюминия, по-видимому, в рассматриваемом нами случае "застряли" и поэтому скопились в трещиноватой зоне. При последующих тектонических движениях они были перетерты и поэтому быстро подвергались значительному окислению. Медь, железо и другие соединения, вероятно, также окислялись на частицах и между частицами перетертого алюминия.

Для того чтобы установить, присутствуют ли окислые соединения алюминия в рассматриваемом нами образце, последний был помещен в кварцевый стаканчик и в приборе для определения микроколичеств C и H прокален до 900° C. Полученный после прогревания образец просмотрен под бинокулярной лупой. После прокаливания в исследуемом образце можно было выделить ряд фаз: мягкие темно-серые порошковатые выделения (развиты очень незначительно), отличающиеся от исходных довольно отчетливым металлическим блеском, также редко встречающиеся мелкие (сотые доли миллиметров) металлические шарики и весьма плотные, крепкие на излом, часто спаянные с металлическими шариками темно-серые тонкозернистые образования. Результаты их рентгеновских анализов приведены в табл. 1. Как видно из данных этой таблицы, порошковатые выделения, обладающие металлическим блеском, принадлежат самородному алюминию с незначительной примесью, которую нам не удалось идентифицировать из-за небольшого количества и низкой интенсивности линий на дебаеграмме. Металлический шарик в основном тоже сложен маталлическим алюминием и также содержит небольшие количества минеральной примеси. По-видимому, в результате плавления алюминий приобрел несколько иное структурное состояние, поскольку на рентгенограмме вместо сплошных появились прерывистые линии, как и у кристаллов. Рентгенограмма темно-серого плотного образования достаточно четко совпала со смесью двух минералов: корунда (Al_2O_3), который

Таблица 1

Интенсивности линий (*I*) и межплоскостные расстояния (*d*) исходного и прокаленного (900°С) темно-серого образца [станция 651]

Темно-серый исходный образец экспонировался				Алюминий самородный*		Образец прокален до 900°С	
1 ч		4 ч				мягкий как исходный	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
						1	3,02
		2	2,56			2	2,56
10	2,33	10	2,34	10	2,34	10	2,33
		1	2,24			1	2,33
5	2,04	1	2,07				
		6	2,02	9	2,03	8	2,01
		1	1,90			1	1,91
4	1,43	4	1,43	8	1,43	6	1,43
4	1,22	6	1,22	10	1,22	8	1,21
2	1,17	3	1,16	5	1,16	9	1,16

*В.И. Михеев, 1957.

явно преобладает, и шпинели ($MgAlO_4$). Напомним, что в исходном образце нами установлено присутствие магния (см. табл. 2). Следовательно, эти данные подтвердили наше предположение о наличии вокруг мелких обломков самородного алюминия окисленного слоя, представленного рентгеноаморфными окислами алюминия.

Насколько известно, в современную эпоху металлоносные и рудоносные отложения наиболее ярко проявляют себя в тектонически активных участках океанического дна. Нам неоднократно приходилось отмечать, что в осадках, под-

Таблица 2

Содержание элементов (%) в темно-сером образце станции 651

Номер точки	Mg (замер.)	MgO*	Si (замер.)	Cr (замер.)	Fe (замер.)
1	0,99	1,64	0,04	0,03	0,10
2	0,85	1,41	0,03	0,03	5,85
3	0,48	0,80	0,09	0,03	0,24
4	1,37	2,27	0,06	0,07	17,06
5	0,70	1,16	0,07	0,04	2,93

*Получено расчетным путем.

Образец прокален до 900°С				Корунд*		Шпинель*	
металлический шарик		твердый					
I	d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
						3	4,66
		4	3,45	3	3,43		
2	3,06	4	3,04				
		2	2,86			6	2,86
		1	2,80				
		8	2,55	6	2,54		
		6	2,46			9	2,44
	2,33	6	2,32				
1	2,10	4	2,07	9	2,08		
	2,02	3	2,00			9	2,02
2	1,90	1	1,91				
						2	1,81
		4	1,73	5	1,73		
		10	1,60	10	1,59	5	1,64
		2	1,52	5	1,51	9	1,55
	1,42	2	1,42			10	1,42
		10	1,40	6	1,40		
1	1,35	2	1,37	7	1,37		
		1	1,35				
	1,21	2	1,21	2	1,23	7	1,23
		2	1,17	2	1,19		
		1	1,16			6	1,16
		2	1,13	3	1,14	5	1,13

нятых на станциях, располагающихся вблизи разломной зоны Кларион, среди практически однородных тонкозернистых глинистых илов встречаются механически перемещенные образования, в том числе и самородные металлы (алюминий, железо, золото, серебро, цинк, свинец и др.), а также интерметаллические соединения, сульфиды, сульфаты, карбонаты и др. (Штеренберг, Васильева, 1979; Штеренберг и др., 1980). Они, как нам представляется, свидетельствуют, что в этой неактивной в настоящее время тектонической зоне ранее существовали активные участки; на них, возможно, были черные и белые "дымоходы" и другие

Fe_2O_3*	Cu (замер.)	CuO*	Al (замер.)	Al* (металл.)	Ai_2O_3*
0,14	6,37	7,97	57,93	21,55	68,63
8,36	2,94	3,68	56,93	23,59	62,90
0,34	2,94	3,68	55,13	21,37	73,69
24,39	2,95	3,60	47,27	22,18	47,33
4,19	2,93	3,68	72,82	52,47	38,39

очаги, через которые поступали на дно продукты вулканизма. При затухании этих процессов продукты вулканизма размывались и захоронялись в областях, располагающихся вблизи разломной зоны Кларион. Поэтому, вероятно, мы и находим среди красных глубоководных глин, поднятых на станциях, расположенных вблизи этого субширотного разлома, мелкие обломки металлов и др. Можно высказать предположение о возможном нахождении подобных образований и вблизи других разломов, контактирующих или пересекающих ВТП.

Насколько нам известно, находки в океанах специфических образований типа самородных металлов, особенно алюминия, встречают определенное недоверие многих советских и особенно зарубежных исследователей. По нашему убеждению, такое отношение связано с различной степенью детальности изучения современных океанских отложений. Часто (если не сказать обычно) наибольшее внимание исследователи уделяют более крупным по размеру или наиболее широко распространенным образованиям. С одной стороны, это связано с поисками перспективных новых площадей полезных ископаемых, а с другой — с возможностью отбора образцов для анализов привычными способами. Совершенно неоправданно, на наш взгляд, упускается возможность выявления среди осадков мельчайших образований, позволяющих подойти к решению вопросов, связанных с рудообразованием в океанских бассейнах настоящего и прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: // Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Олейников Б.В., Округин А.В., Лескова Н.В. Петрологическое значение находок самородного алюминия в базитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, Т 1. С. 191—194.

Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Наука, 1983. С. 87—160. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).

Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Сивцов А.В. и др. Состав, строение и особенности распределения Fe—Mn-микроконкреций в осадках северо-востока Тихого океана (9-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев") // Литология и полезные ископаемые. 1985. N 6. С. 58—70.

Штеренберг Л.Е., Васильева Г.Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана // Там же. 1979. N 2. С. 133—138.

Штеренберг Л.Е., Васильева Г.Л., Воронин Б.И. и др. Продукты вулканизма в осадках ст. 655 (северо-восточная часть Тихого океана) // Там же. 1980. N 2. С. 17—32.

Штеренберг Л.Е., Кузьмина О.В., Лапутина И.П., Цепин А.И. О находке самородного алюминия в ассоциации с ZnO и $ZnCl_2$ среди осадков ст. 647 (северо-восток Тихого океана) // Там же. 1986. N 1. С. 137—140.

УДК 551.793+551.8

В.Н. СТАНКО, Ю.С. СВЕЖЕНЦЕВ

ХРОНОЛОГИЯ И ПЕРИОДИЗАЦИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЛИТА И МЕЗОЛИТА СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Вопросы хронологии и периодизации памятников палеолита и мезолита степного Причерноморья крайне спорны и сложны. Датировка большинства объектов до недавнего времени основывалась преимущественно на анализе кремневого инвентаря. Лишь в последние годы значительно увеличилось число раскопанных памятников, получены новые данные по стратиграфии, палинологии и радиоуглеродному датированию (таблица). С учетом новых материалов построена предлагаемая схема периодизации памятников позднего палеолита и мезолита южнорусских степей.

I. Наиболее ранний, достоверно датированный горизонт палеолитической индустрии изучен по материалам стоянки Сагайдак I, расположенной на первой

Радиуглеродные датировки позднепалеолитических и мезолитических памятников Северного Причерноморья

Памятник	Местоположение и высота	Дата
Гиржево	Бассейн Нижнего Днестра, правый берег р. Кучурган, 41 м	7050±60 ЛЕ-1703
Мирное	Нижний Дунай, правый берег р. Дракуля, пойма	7200±80 ЛЕ-1647
Игрень 8	Бассейн Нижнего Днепра, надпойменная терраса р. Подковы	15250±250 ЛЕ-1637 11340±110 КИ-965 8910±470 КИ-368 8700±100 КИ-950 8625±70 ВЛ-1707/1 8130±210 КИ-805 7350±18 КИ-850 6980±130 КИ-806
Амвросиевка	Правый берег р. Крынки, 100 м	20620±150 ЛЕ-1805 15250±150 ЛЕ-1637
Золотовка I	Бассейн Нижнего Дона, правый берег балки Маркина, 35 м	17400±700 ГИИ-1938
Анетовка II	Бассейн Южного Буга, правый берег р. Бакшалы, 38 м	19170±120 ЛЕ-2947 18040±150 ЛЕ-2424
Мураловка	Правый берег Миусского лимана, 8 м	19630±200 ЛЕ-1601 18780±300 ЛЕ-1438
Лески	Бассейн Южного Буга, правый берег Ивашковкой балки более 100 м	19200±200 ЛЕ-2946
Сагайдак I	Бассейн Южного Буга, первая лёссовая терраса, р. Ингул	21240±200 ЛЕ-1602

лёссовой террасе р. Ингул (бассейн Южного Буга). Культурный слой здесь залегает на глубине 2,55—2,60 м в нижнем горизонте лёсса, непосредственно над слоем аллювиальной супеси. Перекрываются культурные остатки лёссовидными суглинками с прослойками седиментированных образований. В составе фауны, по определению В.И. Бибиковой, — носорог, зубр, лошадь. Инвентарь представлен остриями сагайдакско-мураловского типа, крупными концевыми скребками с ретушированными, сужающимися к основанию краями, ретушированными пластинами и отщепами. Радиоуглеродная дата 21 240±200 лет (ЛЕ-1602).

Стратиграфически в степях с Сагайдаком I увязываются лишь нижние горизонты Владимировки и Осокоровки, которые также залегают в основании первой лёссовой террасы рек Синюхи (бассейн Южного Буга) и Днепра. Согласно материалам А.П. Черныша и Ю.Г. Колосова, разрезы этих памятников очень близки по литологической структуре и по составу фауны. Во Владимировке кости носорога, северного оленя и лошади залегают в бурых суглинках, перекрытых слоистыми светло-желтыми лёссовидными отложениями. Культурные остатки здесь не найдены. В Осокоровке VI культурный слой с фауной носорога, мамонта, зубра и лошади залегает в переотложенном состоянии в основании террасы, в прослойках и линзах щебня и гравия. Перекрывают эти отложения бурые суглинки, с которыми, вероятнее всего, следует связывать культурные остатки VI слоя. Выше по стратиграфическому разрезу Владимировки и Осокоровки лежат слоистые светло-желтые лёссовидные суглинки, в которых выявлены слои 8 и 7 Владимировки и слой Va Осокоровки. В обоих случаях культурные отложения перекрыты лёссовидными суглинками с тонкими прослойками песка. Археологический комплекс 8-го слоя Владимировки представлен крупными (до 11 см) скребками с неретушированными краями, средин-

ным резцом и крупными ретушированными пластинами. По описанию И.Ф. Левицкого, инвентарь VI слоя Осокоровки близок к этому комплексу.

Проведенный анализ позволяет соотнести горизонты с культурными остатками Сагайдака I, Владимировки (слои 10—7), Осокоровки (слои VI—Va) с верхним дофиновским горизонтом (по М.Ф. Векличу) и датировать их концом мологошекснинского — началом осташковского времени (Веклич, 1982).

По характеру кремневого инвентаря в настоящее время более ранними, чем описанные комплексы, можно признать лишь Зеленый хутор II и Кулударь в Нижнем Приднестровье и Ненасытец III в Надпорожье. Все три памятника представлены сборами кремневого инвентаря на поверхности. В составленных таким образом коллекциях микроинвентарь отсутствует. Общий облик инвентаря ориньякоидный (Смирнов, 1973; Станко, 1980).

В целом описанная группа памятников может быть отнесена к заключительному этапу ранней поры позднего палеолита и синхронизирована с VIII и VII слоями Молодова V, с VI слоем Кормани и комплексами I хронологической группы позднепалеолитических памятников Молдавии (Черныш, 1965; 1977; Борзияк, 1983).

II. Следующая хронологическая группа представлена материалами таких памятников, как Анетовка I и II, Владимировка (слои 6—4) в Побужье; Золотовка I, Мураловка и Ямы в Приазовье. Впоследствии с этой группой, видимо, можно будет связать ряд нестратифицированных местонахождений в Северном Причерноморье. В основу датировки второй хронологической группы положена серия радиоуглеродных дат, полученных в последние годы.

Гипсометрические отметки памятников этой группы разные — от низких террас до приводораздельных уровней. Стратиграфическое положение остается не до конца ясным. В Мураловке, Золотовке, Анетовке I и II культурый слой связан с буроватыми прослойками на глубине от 1,6 до 2 м. В Анетовке II бурая прослойка сильно размыта, но хорошо прослеживается в местах скопления. В Анетовке I нижний культурный слой залегает в основании палевых суглинков, подстилающихся лёссовыми отложениями до 4—6 м. На всех этих памятниках культурный слой перекрывается более светлыми отложениями. В Анетовке II местами выше слоя прослеживается еще одна тонкая прослойка буроватых суглинков. Культурный слой стоянки Ямы залегает над дофиновской погребенной почвой на глубине 1,6—1,8 м. Фауна этих поселений идентична: бизон, лошадь, северный и благородный олень, сайга, песец и др. (Праслов, Филиппов, 1967, с. 24; Праслов и др., 1980, с. 171; Станко и др., 1984, с. 4). Стратиграфически эти комплексы связываются с раннепричерноморским горизонтом (Веклич, 1982).

Археологические комплексы Анетовки I и II, Мураловки и Золотовки очень близки. В материалах Мураловки и Анетовки I представлены сагайдакско-мураловские острия, высокие скребки, резцы. Инвентарь Анетовки II более развит. Сагайдакские острия здесь представлены вместе с разнообразными остриями других разновидностей, высоких скребков и скребков "с носиком" значительно меньше. Комплексы Владимировки и Ям имеют другую генетическую основу.

В целом вторая хронологическая группа памятников связана со временем максимального развития осташковского оледенения и с продвижением на юг носителей индустрий центральноевропейского типа и более северных обитателей Восточной Европы (Гвоздовер, Иванова, 1969; Станко, 1982).

III. С началом послеледниковья связана третья хронологическая группа памятников: Амвросиевка, Каменные балки I и II, Федоровка (слой 2), Миньевский Яр в Приазовье, Кайстрова балка IV и Осокоровка (слой 3в) в Надпорожье; серия нестратифицированных памятников в Побужье и Нижнем Поднестровье. Памятники этого периода занимают как бы промежуточное положение

между второй и четвертой группами и связаны с началом перестройки природного окружения в регионе. Меняется направление культурно-исторических связей и начинается приток населения из южных регионов (Гвоздовер, 1967). В связи с усилением водостока в этот период многие памятники локализованы на высоких террасовых уровнях.

Стратиграфия памятников группы изучена недостаточно. Основной культурный слой в Амвросиевке и Каменных балках I и II залегает в разного оттенка палевых суглинках, непосредственно перекрывающихся современной почвой и подстилающихся суглинками другой окраски, основанием которых служат глины третичного периода. Фауна этих стоянок представлена бизоном (фоновый вид), лошадью, бурым медведем, северным оленем, зайцем и бараном. Культурные остатки Кайстровой балки IV и Осокоровки (слой 3в) связаны в первым лёссовым горизонтом и тяготеют больше к его основанию. Культурные слои Федоровки (слой 2) и Миньевского Яра залегают в гумусированной прослойке среднепричерноморского возраста (Кротова, 1985, с. 12).

Археологические комплексы этой группы памятников различны. Намечаются определенные связи между Каменными балками I и II, Федоровской (слой 2) и Кайстровой балкой IV, тяготеющими к более южным культурно-историческим общностям (Гвоздовер, 1967; Смирнов, 1973; Кротова, 1985). Материалы Осокоровки, Миньевского Яра, Амвросиевки ближе к более северным памятникам Восточной Европы.

IV. К этой хронологической группе памятников относятся: Большая Аккаржа, Ивашково VI, Владимировка (верхние горизонты) в Северо-Западном Причерноморье, Янисоль, Федоровка, Говоруха в Приазовье. С этим периодом, вероятнее всего, связана многочисленная группа позднепалеолитических местонахождений Северного Причерноморья, комплексы которых составлены из сборов на поверхности.

Стратиграфически материалы этих памятников залегают в верхних горизонтах делювиальных суглинков, непосредственно под современной почвой. По данным М.Ф. Веклича, Большая Аккаржа относится к последнему этапу накопления причерноморского горизонта — послеаллерёдскому времени (Григорьева, 1968, с. 5). С одним из периодов потепления позднеледниковья связывается культурный слой Говорухи. Г.Ф. Загнием определен возраст Федоровки (слой 1) — 13 тыс. лет, Янисоля — 14—13 тыс. лет (Кротова, 1985). Фауна стоянок представлена бизоном, лошадью и северным оленем.

Кремневый инвентарь этих памятников разный. В основе своей он состоит из разнообразных пластинок с притупленным краем и микроострий, скребков на пластинах и отщепах, резцов (преимущественно бокового типа), проколок и других изделий. В Ивашково VI в подъемном материале найдены геометрические микролиты. Одно сегментовидное орудие встречено в культурном слое.

Памятники IV хронологической группы относятся ко времени постледниковья. Генезис их индустрий разный. В основе своей он восходит к индустриям предшествующего периода.

Новые данные по стратиграфии и хронологии мезолита Северного Причерноморья, в том числе и результаты радиоуглеродного датирования, в принципе не изменили существовавшую ранее периодизацию этого времени (Станко, 1982; Телегін, 1982). Заметим лишь, что новые радиоуглеродные даты поселений Гиржево и Мирное, приведенные в таблице, следует признать несколько омоложенными.

Предложенная нами периодизация памятников позднего палеолита степного Причерноморья во многом отличается от существующих в отечественной науке. Правомерность такой хронологической схемы может быть подтверждена или опровергнута дальнейшими исследованиями.

ЛИТЕРАТУРА

Борзияк И.А. Поздний палеолит Днестровско-Карпатского региона (опыт систематизации) // Первобытные древности Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 135.

Веклич М.Ф. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 208 с.

Гвоздовер М.Д. О культурной принадлежности позднепалеолитических памятников Нижнего Дона // Вопр. антропологии. 1967. Вып. 27. С. 82—101.

Гвоздовер М.Д., Иванова И.К. Палеолит // Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: ВИНИТИ, 1969. С. 589—618.

Григорьева Г.В. Позднепалеолитические памятники Северо-Западного Причерноморья и Северного Приазовья: Автореф. дис. ... канд. истор. наук. Л., 1968. 17 с.

Кротова А.А. Поздний палеолит Северного Донца и Приазовья: Автореф. дис. ... канд. истор. наук. Киев, 1985. 17 с.

Праслов Н.Д., Иванова М.А., Малясова Е.С. Золотовка I — поселение охотников на зубров на Нижнем Дону // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода АН СССР. 1980. N50. С. 168—175.

Праслов Н.Д., Филиппов А.К. Первая находка палеолитического искусства в южнорусских степях // Кратк. сообщ. Ин-та археол. АН СССР. 1967. Вып. 111. С. 24—30.

Смирнов С.В. Палеоліт Дніпровського Надпоріжжя. Київ, 1973. 173 с.

Станко В.Н. Поздний палеолит и сложение мезолита в степях Северного Причерноморья // Северо-Западное Причерноморье в эпоху первобытнообщинного строя. Киев: Наук. думка, 1980. С. 5—21.

Станко В.Н. Мирное. Проблема мезолита степей Северного Причерноморья. Киев: Наук. думка, 1982. 175 с.

Станко В.Н., Смолянинова С.П., Швайко Т.Н. Позднепалеолитическое поселение Анетовка I // Северное Причерноморье. Киев: Наук. думка, 1984. С. 4—14.

Телегін Д.Я. Мезолітичні пам'ятки України. Київ: Наук. думка, 1982. 255 с.

Черныш А.П. Об абсолютном возрасте палеолитических памятников Приднестровья // Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы. М.: Наука, 1965. С. 121—125.

Черныш А.П. Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV и ее место в палеолите // Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV на Среднем Днестре. М.: Наука, 1977. С. 7—71.

УДК 581.26(470.21)

Е.Ю. МЕДНИКОВА, М.Ф. ЗАГРЯНСКАЯ, Е.Ю. КОТОВА, С.И. ЦАРЬКОВА

ПРИМЕНЕНИЕ ПОЧВЕННЫХ АНАЛИЗОВ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Задачей данной работы являлось определение возможных изменений количественного состава химических элементов почв и гумуса, вызванных жизнедеятельностью древнего человека.

Отбор почв проводился на Кольском полуострове, в районе пос. Дроздовка, на стоянках, разведанных или раскопанных экспедицией (руководитель Н.Н. Гурина) в трех местах: на мысах Нерпичья губа, Маяк и Кривун.

Таблица 1

Валовой химический состав мелкозема, % на прокаленную почву

N разреза	Горизонт	Глубина, см	П.п.п.	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
Нерпичья губа						
1 (контрольный шурф)	A_0	0—5	15,86	63,18	3,74	18,76
	A_2	5—7	12,42	74,02	2,89	12,56
	A_2B	7—10	11,50	70,11	2,70	10,89
	B	10—15	9,54	67,68	3,01	12,89
	C	15—37	11,62	68,55	3,05	14,74

Для сравнения проб почв, взятых непосредственно из раскопов, с пробами почв одинакового профиля, но достаточно удаленных от раскопа, заведомо без культурного слоя, был заложен ряд шурфов.

Растительный покров всех мысов имеет разреженный характер и состоит из карликовой березы, брусники, толокнянки, вероники, мха; лишь на мысе Маяк, на месте древнего поселения, растительность представлена осокой и диким чесноком.

Поскольку все отобранные почвы формировались на моренных отложениях (Белов, Барановская, 1966), они имеют сходный морфологический профиль, характеризуются сильной щебнистостью и песчаным составом (Практикум..., 1980). Однако для почв стоянки мыса Маяк характерно повышенное содержание мелкозема (56,3%) по сравнению с контрольным шурфом (32,7%) и почвами с поселений Нерпичья губа (35,3%) и Кривун (34,7%).

Представляет интерес и профиль почвы стоянки мыса Маяк, отличающийся значительной толщиной культурного слоя, гумусированностью, наличием неразложившихся костей морских животных.

Эти особенности нашли отражение и в данных по химическому анализу почв (табл. 1), который проводился по методике Е.В. Аринушкиной (1970). Так, если для образцов почв из стоянок Нерпичья губа, Кривун содержание ряда химических элементов, за исключением фосфора, не отличается от их количества в контрольных образцах и характерно для песчаных подзолов тундровых почв Кольского полуострова (Переверзев, Алексеева, 1980), то в почвах стоянки Маяк наблюдается уменьшение по профилю оксида кремния и повышенное содержание оксидов фосфора, марганца, кальция. Высокое содержание фосфора объясняется наличием культурного слоя (Maccawley, Mekerrell, 1974), а кальция и марганца — присутствием костных остатков (Keeley et al., 1977).

Обращает на себя внимание и количество микроэлементов Pb, Ni, Zn, Cr, Co, Cd и Cu (табл. 2), которое в несколько раз превышает таковое в контрольных образцах. Причем, если увеличение содержания меди и цинка можно объяснить употреблением древним человеком моллюсков и морских тюленей (Cardiner, Walsh, 1966), то повышение количества никеля, кобальта, кадмия еще требует своего объяснения.

Для почв данного региона характерно два максимума накопления органического вещества: в горизонте подстилки A_0 и иллювиальном горизонте В (Переверзев, Алексеева, 1980). Эта тенденция сохраняется и в профилях почв с раскопов, только содержание гумуса в них превышает таковое в контрольных образцах (см. табл. 1). Лишь на стоянке Маяк количество гумуса вниз по профилю снижается.

Особенностью иллювиально-гумусово-железистых подзолов Кольского полуострова является отсутствие фракции 2 гуминовых кислот (Переверзев, Алексеева, 1980). В то же время гуминовые кислоты изученных нами образцов почв со стоянки Маяк состоят из трех фракций: 1, 2, 3 (табл. 3). Разделение на фракции проводилось

P_2O_5	MnO	CaO	MgO	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$	Гумус
2,59	0,09	3,14	1,33	5,8	45,8	5,2	11,90
1,96	0,17	2,70	0,42	10,0	68,3	8,7	1,79
1,46	0,04	2,41	0,61	10,9	69,2	9,4	2,14
1,89	—	2,56	2,69	8,9	60,0	7,8	2,88
1,08	0,31	2,64	2,81	7,9	59,3	7,0	1,26

Таблица 1 (окончание)

N разреза	Горизонт	Глубина, см	П.п.п.	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
2 (раскоп)	A_0	0—4	84,17	70,89	4,25	15,73
	A_2	4—8	7,46	73,59	2,53	12,91
	B	8—16	10,51	70,04	3,97	13,05
	C	16—34	5,34	72,37	4,44	13,66
Маяк						
3 (контрольный шурф)	A_0	0—10	97,96	49,83	4,06	20,55
	A_2	10—50	2,27	73,44	2,76	2,13
4 (раскоп)	A_0	0—5	15,60	64,02	5,49	13,66
	A_2	5—10	8,82	58,46	6,82	11,97
	B	10—55	10,45	54,10	5,76	13,46
Кривун						
5 (конрольный шурф)	A_0	0—7	73,67	72,61	3,49	14,06
	A_2	7—19	1,12	73,46	2,62	13,16
	B	19—25	2,73	68,92	4,93	11,50
6 (раскоп)	A_0	0—15	95,82	50,32	5,28	16,18
	A_2	15—25	1,64	77,24	3,74	12,92
	B_1	25—35	4,80	74,72	3,01	13,67
	B_2	35—50	4,74	73,09	2,73	14,24
	C	50—65	3,22	71,58	3,65	12,99

Таблица 2

Содержание микроэлементов в почве, мг/кг

N разреза	Горизонт	Глубина, см	Pb	Ni	Zn	Cr	Co	Cd	Cu
Нерпичья губа									
1 (контрольный шурф)	A_0	0—5	4,36	1,39	9,21	1,49	0,69	0,19	1,96
	A_2	5—7	2,18	0,88	2,21	1,44	0,42	0,17	0,97
	A_2B	7—10	5,72	2,86	2,31	2,22	0,64	0,19	1,08
	B	10—15	1,90	0,91	2,57	1,95	0,62	0,15	1,10
	C	15—37	3,73	1,58	4,30	2,02	1,20	0,25	1,67
2 (раскоп)	A_0	0—4	4,70	1,93	37,20	0,74	0,46	0,39	1,57
	A_2	4—8	1,34	0,57	10,06	0,72	0,31	0,15 -	0,57
	B	8—16	2,98	1,68	3,37	4,10	1,21	0,27	0,95
	C	16—34	2,00	1,16	4,12	2,75	0,65	0,17	0,89
Маяк									
3 (контрольный шурф)	A_0	0—10	10,72	1,48	50,63	0,53	0,59	0,94	5,92
	A_2	10—50	2,13	0,56	1,62	0,65	0,05	0,09	0,56
4 (раскоп)	A_0	0—5	3,24	1,42	37,62	1,35	0,41	0,32	1,28
	A_2	5—10	5,14	2,48	49,13	4,34	2,35	1,12	7,04
	B	10—55	3,24	1,42	571,21	4,67	2,75	3,08	24,08

Таблица 3

Содержание и состав гумуса в почве стоянки Маяк, % от общего $C_{орг}$

Глубина, см	Горизонт	Гумус	Фракция гуминовых кислот			
			1	2	3	сумма
5	A_2	7,24	7,7	4,2	Следы	11,9
15	B	5,17	2,1	12,4	—	14,5
45	B	4,56	9,6	6,8	9,4	25,8

P_2O_5	MnO	CaO	MgO	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$	Гумус
1,32	0,10	4,26	2,72	7,7	44,5	6,5	34,93
1,40	—	2,26	1,87	9,7	77,6	8,6	7,31
3,41	—	2,76	0,91	9,1	47,0	7,6	6,93
1,55	0,02	3,31	0,44	9,0	43,4	7,5	1,5
16,02	1,44	3,81	2,28	4,1	32,7	3,7	34,93
0,65	0,52	2,82	2,00	10,3	71,0	9,0	2,40
4,06	1,07	4,44	0,31	8,0	31,1	6,3	40,33
13,48	1,03	5,19	0,94	7,4	22,9	5,6	7,24
17,42	1,01	2,56	2,22	6,8	25,0	5,4	5,17
1,79	0,08	2,35	0,6	7,2	55,5	7,6	27,11
0,36	0,09	2,39	2,18	9,5	74,8	8,4	1,57
1,43	0,07	2,42	2,19	10,2	37,3	8,0	1,95
15,99	0,09	0,15	3,05	5,4	25,7	4,4	29,07
0,22	—	2,86	1,62	10,2	55,1	8,6	1,09
1,12	—	2,45	1,82	9,3	66,2	8,2	4,02
0,81	—	2,54	1,84	8,7	71,4	7,8	1,74
1,70	0,44	2,26	1,15	9,4	52,3	7,9	1,38

по методике В.В. Пономаревой (Пономарева, Плотникова,1980). Наличие здесь фракции 2, по-видимому, объясняется присутствием неразложившихся костных остатков и, как следствие этого, повышенным содержанием кальция, связанным непосредственно с гуминовыми кислотами фракции 2. Состав фульвокислот отличается от данных для подобных почв Кольского полуострова, что, вероятно, вызвано изменениями в составе почв, обусловленными жизнедеятельностью древнего человека.

Полученные данные по химическому анализу почв показывают, что во всех местах обитания древнего человека происходит увеличение содержания ряда химических элементов и гумуса. Однако для стоянок Нерпичья губа и Кривун эти изменения не противоречат общей характеристике иллювиально-гумусовых подзолов Кольского полуострова. Длительное либо интенсивное заселение, а возможно, и использование территории мыса Маяк как места для хранения или разделки туш морских животных привели к значительному изменению механического состава, перераспределению некоторых химических элементов по профилю и изменению состава гумусовых веществ почвы.

Таким образом, почвенный анализ может дополнять традиционные способы археологических исследований; вероятно, по составу почв и содержанию в них химических элементов можно судить о жизнедеятельности древнего человека в местах его возможного обитания.

Фракция фульвокислот					$\frac{ГК}{ФК}$	Нерастворимый остаток
Ia	I	2	3	Сумма		
13,1	1,9	10,3	31,2	56,5	0,2	31,6
14,1	3,2	21,9	4,2	43,4	0,3	42,0
6,6	1,1	30,0	18,8	56,5	0,5	17,7

ЛИТЕРАТУРА

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
Белов Н.П., Барановская А.В. Почвы Мурманской области. Л.: Наука, 1966. 147 с.
Переверзев В.Н., Алексеева Н.С. Органическое вещество в почвах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 227 с.
Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980. 222 с.
Практикум по почвоведению / Под ред. И.С. Кауричева. М.: Колос, 1980. 272 с.
Cardiner M., Walsh T. Compatison of soil materials buried since neolithic times those of the present day // Proc. Royal Irish academy. Dublin, 1966. Vol. 65, N 2. Sect. C. P. 117.
Keeley H., Hudson E., Evans J. Trace element contents of human bonesin various states of preservation // J. Archaeol. Sci 1977. Vol. 4, N 1. P. 19—24.
Maccawley J., Mekerrell H. Soil phosphocus levels at archaeological sites // Proc. Soc. Antiq. Scotland. 1974. Vol. 104. P. 301—306.

УДК 551.79(634.23)

Л.Н. САВИНА, А.П. ЗУБАРЕВ, В.Л. КОШКАРОВА,
Л.В. КАРПЕНКО, Э.В. СТАРИКОВ, В.А. ЖИДОВЛЕНКО

СТАНДАРТНАЯ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВАЯ ДИАГРАММА ГОЛОЦЕНОВОГО ТОРФЯНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Южная часть Енисейского кряжа — древнее складчатое сооружение, выровненное в мезозое и вновь поднятое в неоген-четвертичное время, — является зоной интенсивных поднятий, характеризуется резко расчлененным рельефом, большими относительными высотами. Почвообразующие породы — элювиально-делювиальные отложения разной мощности и разного состава.

Климат южной части Енисейского кряжа отличается меньшей континентальностью по сравнению с прилегающими пространствами Среднесибирского плоскогорья и Западно-Сибирской равнины. В растительном покрове выделяются два высотных пояса: подтаежный сосновый (основные лесообразующие породы сосна и лиственница) и горно-таежный темнохвойный (основные породы ель и пихта) с господством пихтовых лесов. Территория отличается незначительной (6,5%) заболоченностью (Пьявченко, 1963).

Голоценовый торфяник расположен на склоне основного водораздела южной части Енисейского кряжа в поясе подтаежных сосновых лесов, в 20 км к северу от пос. Предивинск Большемуртинского района Красноярского края (южнотаежная зона Средней Сибири).

Болото облесено редко стоящими деревьями сосны, березы, лиственницы. Облесенность его увеличивается к периферии, где произрастают фрагменты двух типов леса: кедровника кустарничково-хвощево-сфагнового и сосняка кустарничково-сфагнового с единичной примесью лиственницы, березы, кедра и осины (Бабинцева, Чередникова, 1983).

Современный растительный покров изученного болота носит комплексный характер, выражающийся в сочетании гипновых и сфагновых группировок, в которых на фоне мхов содоминантами являются типичные виды верховых и травяно-моховых болот.

Для выяснения смен растительности на территории южной части Енисейского кряжа Л.Н. Савиной были изучены спорово-пыльцевые спектры образцов торфа, сапропеля, глин и суглинков, отобранных из скважины, заложенной в центральной части болота.

Подготовка образцов для спорово-пыльцевого анализа проводилась по методу

Поста, использовались также методы сепарационный В.П. Гричука и сернокислый Г.Эрдтмана (Пыльцевой анализ, 1950). Подсчет производился до 200—300 пыльцевых зерен древесных пород; долю пыльцы трав, кустарничков и кустарников рассчитывали от суммы пыльцы деревьев, принятой за 100.

При проведении анализа регистрировались не только споры и пыльца, но и попадающие в поле зрения на препарате протококковые и десмидиевые водоросли, остатки микроорганизмов (кладоцер и корненожек), а также шипы листьев наяд. Родовая принадлежность и экологическая приуроченность их определялись по "Атласу растительности остатков в торфах" (Кац и др., 1977). Одновременно Л.В. Карпенко проведен ботанический анализ торфа, В.Л. Кошкаровой изучены остатки семенной флоры, Э.В. Стариковым и В.А. Жидовленко определен возраст торфа по радиоуглероду. Образцы на все виды анализов отбирались А.П. Зубаревым из двух скважин торфяным буром. Из скв. 1 образцы взяты до глубины 7 м, каждые 16—17 см без перерыва. Скважина заложена в центральной части болота в осоково-гипновой ассоциации. Здесь вскрыта торфяная залежь мощностью 5,20 м, подстилающая ее толща сапропеля мощностью около 2 м и глины. Скв. 2 заложена ближе к коренному берегу, в 200 м от скв. 1. Здесь вскрыты также торфяная залежь, сапропель, озерные глины и суглинок. Из скв. 2 образцы взяты из нижнего слоя сапропеля, подстилающих глин и суглинков. Характер отложений, содержание остатков микрофауны, микро- и макрофлоры, возраст позволяют считать их естественным продолжением стратиграфической колонки, полученной в скв. 1.

Данные ботанического анализа показали, что торфяная залежь — низинного типа, сложена главным образом торфами травяной и моховой группы. Это осоково-гипновый торф с назначительными включениями вахтового и шейхцериевого торфов. Торфообразователями являются осоки: Carex chordorrhiza, C. limosa, C. lasiocarpa, и гипновые мхи родов Drepanocladus, Calliergon, Meesia. В небольших количествах встречаются вахта, пушица, шейхцерия, вейник, кора сосны, кедра, березы.

В основании залежи скв. 2 вскрыт травяно-гипновый торф, образованный остатками таких растений, как стрелолист, рогоз, осоки. Он сильноминерализированный, со значительным количеством раковин моллюсков и остатков животных.

Стратиграфические особенности отложений свидетельствуют о том, что в развитии болота было несколько стадий: I — озерная, II — зарастающего озера, III — сильно увлажненного низинного болота, IV — менее увлажненного низинного болота, V — менее увлажненного низинного болота с признаками переходного.

В сапропелях, подстилающих их глинах и суглинках встречены остатки микроорганизмов (ветвистоусых рачков, корненожек) и протококковые и десмидиевые водоросли. В глинах (скв. 2, глубина 7 м), встречены корненожки рода Difflugia, характерные для озер. Обнаружены десмидиевые водоросли рода Cosmarium, присутствие которых обычно в отложениях олиготрофных водоемов. В слое 6,6—6,9 м (скв. 2), отражающем начальные этапы образования сапропеля, содержатся остатки кладоцер (по-видимому, рода Sida, Simocephalus), корненожки, встречаются протококковые (Pediastrum boryanum) и десмидиевые водоросли (Cosmarium).

В слое 6,8—7,0 м (скв. 1) отмечены остатки кладоцер последовательно сменяющихся родов Alonopsis, Eurycercus, Canthocamptus, встречающихся соответственно в чистых, зарастающих водоемах и в болотах, что указывает на постепенную смену условий среды. В горизонте 5,0—6,67 м содержатся остатки кладоцер Eurycercus, корненожки представлены в основном Centropyxis, в изобилии водоросли протококковые (чаще — Pediastrum boryanum, реже — P. muticum) и десмидиевые (Cosmarium). В сапропелях и глинистых осадках отмечено много шипов листьев наяд, особенно большое количество их сосредоточено в глинах (скв. 2, глубина 7 м).

Макроскопические остатки растений

Растение	Глубина, см			
	50—100	250–300	450–600	650–700
Picea obovata Ledeb.				+
Larix sibirica Ledeb.			+	+
L. sp.				+
Pinus sylvestris L.	+	+		
P. sp.	+			
Typha sp.				+
Sparganium emersum Rehm.				+
Potamogeton perfoliatus L.				+
P. sp. 1			+	+
P. sp. 2			+	+
Najas major L.*			+	+
Scheuchzeria palustris L.	+			
Carex appropinquata Schum.*		+		
C. diandra Schrank	+		+	+
C. limosa L.	+		+	+
C. songorica Kar. et Kiz.*				+
C. globularis L.		+		
Betula pubescens Ehrh.	+		+	+
Chenopodium album L*			+	+
Ceratophyllum demersum L.*			+	+
Ranunculus sceleratus L.			+	+
Oenanthe aquatica (L.) Poiz.	+			
Andromeda polifolia L.				+
Naumburgia thyrsiflora (L.) Reichenb.			+	
Menyanthes trifoliata L.		+	+	+
Sambucus sibirica Nakai				+

* Виды, обитающие сейчас в лесостепной и степной зонах Красноярского края.

В этих же отложениях найдены в изобилии семена Najas major. Все это свидетельствует о существовании довольно теплого неглубокого водоема, в котором откладывался сапропель и происходило одновременное зарастание его водно-болотной растительностью.

Макроскопические остатки растений, найденные в разрезе голоценовых отложений, представлены в таблице. На глубинах 650—700 см (скв. 1 и 2) встречены макроостатки 20 видов растений. Основная роль среди них принадлежит лиственнице, березе, в меньшей степени — ели. Травянистые формы представлены водными и водно-болотными видами. Показательной является находка семян водных термофильных растений — Najas major, Ceratophyllum demersum, Carex appropinquata, C. songorica, ныне произрастающих в лесостепной и степной зонах Средней Сибири, и растений сухих местообитаний — Chenopodium album.

На глубинах 450—600 см макроостатки растений представлены 12 видами. Присутствуют остатки лиственницы и березы, причем остатки последней немногочисленны. Среди осок Carex diandra и C. limosa — обычные обитатели современных болот. Наряду с этим многочисленны остатки водных термофильных растений, характерных для предыдущих глубин.

На глубинах 250—300 и 50—100 см присутствуют в основном остатки Pinus sylvestris и трав, характерных для современных болот. В целом состав макроостатков свидетельствует о смене лесов с преобладанием лиственницы и березы лесами из сосны и о существенных климатических изменениях в голоцене, повлекших за собой миграцию некоторых видов растений.

Для разреза получена серия радиоуглеродных дат. Все измерения абсолютного возраста образцов проводились на двухканальной радиоуглеродной установке с автоматической записью результатов по схеме фон—образец—эталон—фон. Каждое измерение занимало не менее 24 ч. Эталоном счетного образца служил бензол, синтезированный из нескольких годичных слоев древесины дома постройки 1890 г. и проверенный по международному стандарту. Фоновый образец получали из дважды перегнанного криоскопического бензола со сцинтилляционными добавками. Применялся объем сцинтиллятора 5 $см^3$; соответственно показатель качества установки равен 28, а предельный измеряемый возраст — 40 тыс. лет. В расчетах использовался период полураспада ^{14}C, равный 5568±30 лет. Согласно полученным данным, начало накопления сапропеля датируется 6125±85 л.н. (КРИЛ-570), а начало торфообразования — 5270±70 л.н. (КРИЛ-567).

Радиоуглеродные даты позволили выделить на основе спорово-пыльцевой диаграммы (рисунок), согласно схеме М.И. Нейштадта (1983), периоды и подпериоды: атлантический (подпериоды — $А^2$ и $А^3$), суббореальный (подпериоды $СБ^1$, $СБ^2$, $СБ^3$), субатлантический (подпериоды — $СА^1$, $СА^2$, $СА^3$).

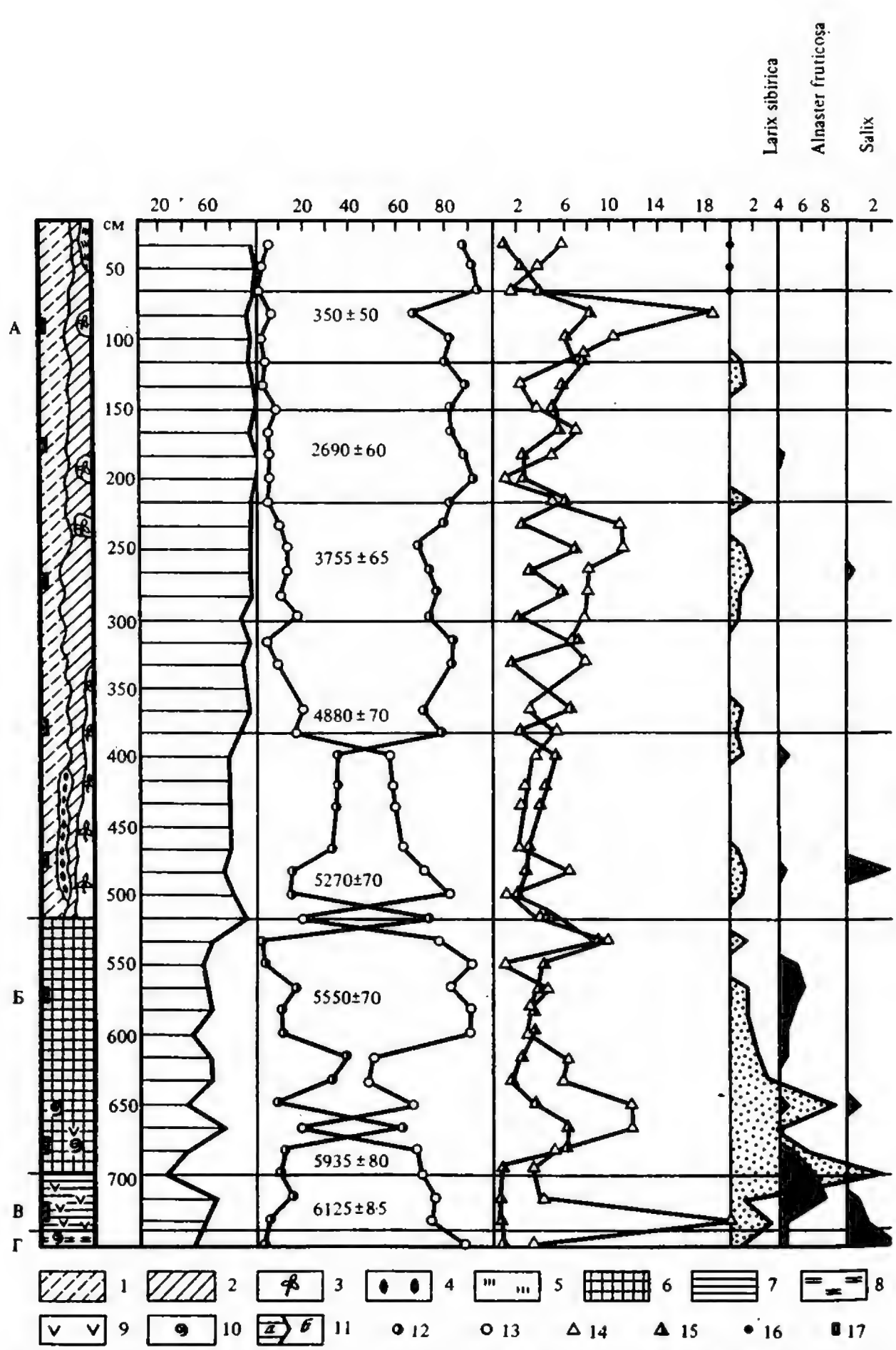
Спектр образца суглинка (скв. 2, глубина более 7 м), подстилающего глинистые отложения, по составу пыльцы резко отличается от вышележащих спектров. Его, по-видимому, следует отнести к концу подпериода $А^2$. Границу между $А^2$ и $А^3$ мы проводим над первым максимумом пыльцы ели; она определяется возрастом 6125± ±85 лет. (КРИЛ-570). Граница между атлантическими и суббореальными периодами лежит на уровне, выше которого находится подъем кривой пыльцы сосны. Возраст слоя торфа на этом уровне 4880±70 лет (КРИЛ-566). Рисунок кривых содержания пыльцы березы и сосны однообразен на протяжении верхнего отрезка диаграммы, поэтому отчленить периоды и подпериоды возможно только по графику пыльцы пихты и ели. На графике четко отмечается несколько относительных максимумов пыльцы ели и пихты. Границу между СБ и СА мы проводим выше максимума пыльцы ели, на глубине 167 см, возраст которого определяется датой 2690±60 лет (КРИЛ-564).

Атлантический период. $А^2$ — 6—7 тыс. л.н. — озерная стадия (скв. 2, глубина 7 м). В спорово-пыльцевом спектре пыльцы деревьев и трав почти поровну. В составе древесной пыльцы преобладает береза (90%) при малом участии сосны, пихты, ели, лиственницы. В составе недревесной пыльцы — полынь (до 40%), маревые (13%), встречаются эфедра, астровые, розоцветные, коноплевые, злаки, осоки. Довольно обширна группа водно-болотных растений: в ее составе пыльца рогоза, рдеста, урути, частухи. В препаратах отмечено большое количество шипов от листьев наяд.

Соотношение пыльцы древесной и недревесной, состав пыльцы травянистых растений и древесных пород позволяют сделать вывод, что суглинистые осадки формировались в лесостепных условиях, когда были развиты березовые леса с сосной и лиственницей, марево-полынные степи с эфедрой, неглубокие озера со слабоминерализированной водой, злаково-осоково-разнотравные прибрежные луга, на склонах гор темнохвойные леса из ели и пихты контактировали с поясом мелколиственных березовых остепненных лесов.

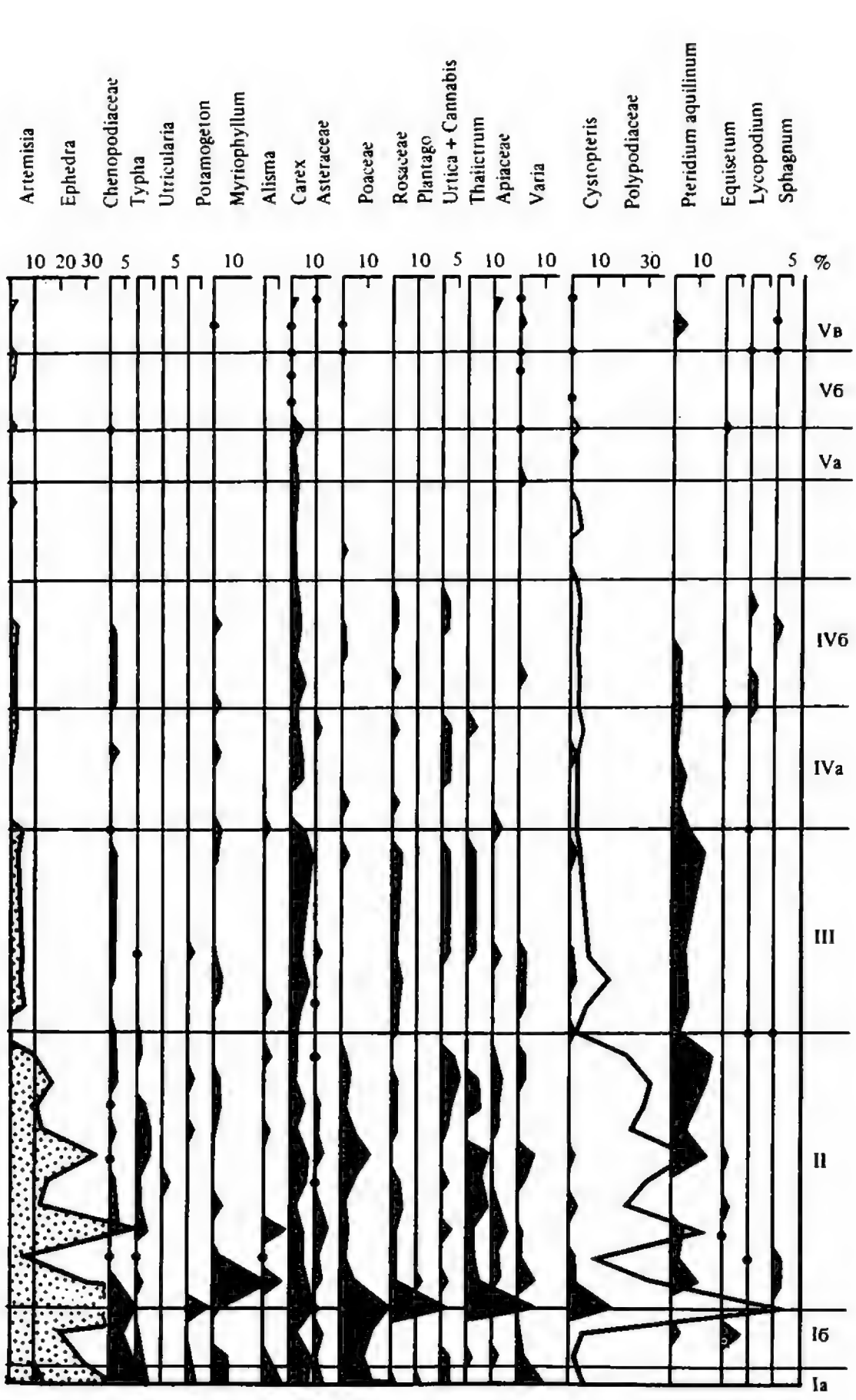
В спектре с глубины 6,85 м (скв. 2) увеличивается количество пыльцы ели, лиственницы, что указывает на большую роль этих пород в древостое лесов, а исчезновение пыльцы эфедры, уменьшение содержания пыльцы полыни, маревых и появление пыльцы луговых растений свидетельствуют о смене ксерофитных сообществ более мезофитными.

$А^3$ — 6—5 тыс. л.н. — стадии зарастающего озера и сильно увлажненного низинного болота. Отложения с глубины 3,85—7,0 м (скв. 1) представлены сапропелем и перекрывающим его торфом осоково-гипновым, вахтовым и рогозовым (скорость накопления сапропеля 2,5, торфа — 3,6 мм/год). В спорово-пыльцевых спектрах образцов сапропеля основная доля принадлежит полыни, недревесной



Стратиграфия разреза и спорово-пыльцевая диаграмма торфяника близ пос. Предивинск, Большемуртинский район Красноярского края

1—5 — растительные остатки в торфе: *1* — гипновые мхи, *2* — осоки, *3* — вахта, *4* — рогоз, *5* — шейхцерия; *6* — сапропель; *7* — глина; *8* — суглинок; *9* — растительные остатки в сапропели, глине и суглинке; *10* — раковины моллюсков; *11а* — сумма пыльцы древесных пород; *11б* — сумма пыльцы трав и споры; пыльца: *12* — сосны, *13* — березы, *14* — ели, *15* — пихты; *16* — содержание пыльцы и спор менее 1%; *17* — место отбора проб на ^{14}C; *Ia–Vв* — пыльцевые зоны, подзоны, *А—Г* — слои в разрезе



пыльцы 8—40%, пыльцы маревых в нижних спектрах до 10%, вверх по разрезу количество ее уменьшается до 1—3%. Заметно участие пыльцы осок и злаков (более 20%), пыльца эфедры встретилась лишь в одном спектре; отмечена пыльца розоцветных, зонтичных, коноплевых, астровых. Водно-болотная растительность представлена пыльцой рогоза, пузырчатки, частухи, рдеста, урути. Изобилуют споры папоротников. В составе древесной пыльцы преобладает береза, доля пыльцы сосны возрастает до 40%, увеличивается также сумма пыльцы других хвойных пород — пихты, ели, особенно лиственницы. Шипы листьев наяд обнаруживаются в нижних слоях сапропеля, в верхних они редки.

В спектрах образцов торфа пыльцы древесных пород 80—90%. Преобладает

пыльца березы при малом участии пыльцы хвойных. Среди трав — пыльца осоки, розоцветных, разнотравья; пыльца полыней, маревых в пределах 1—2%. Главными отличиями этой части диаграммы являются сближенность кривых пыльцы сосны и березы, увеличение пыльцы древесных пород, преобладание пыльцы водно-болотных растений, исчезновение пыльцы степных видов. Все это свидетельствует не только об изменении гидрологического режима озера, но и о начавшемся наступлении лесных сообществ на степные.

Снижение роли полынно-маревых степных сообществ на Енисейском кряже в районе пос. Большой Пит в конце атлантического периода отмечает Н.В. Кинд (1974). В целом атлантический период в Средней Сибири отмечен широким развитием степных группировок и пониженной ролью древесной растительности, господством мелколиственных пород в нижнем поясе и пихтово-еловых лесов в верхнем поясе гор.

Суббореальный период — 2,5—5 тыс. л.н. — стадия менее увлажненного низинного болота. Торф осоково-гипновый с единичными остатками вахты, шейхцерии, пушицы, коры сосны; глубина 1,5—3,85 м; средняя скорость накопления торфа 0,8—1,0 мм/год. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород (более 90%), в основном сосны (70—90%), пыльцы ели до 10%, спорадически встречается пыльца лиственницы, постоянно присутствует пыльца пихты. Недревесной пыльцы не более 10%, главным образом это представители семейств осоковых, злаков, розоцветных, коноплевых; редко обнаруживается пыльца маревых. Есть споры папоротников, орляка, хвощей, плаунов.

Подпериоды СБ^1, СБ^2, СБ^3 отличаются лишь разным участием пыльцы ели и пихты в спектрах и соответственно разной ролью этих пород в составе горных темнохвойных лесов. Так, в подпериод СБ^1 в лесах доминировала пихта, в СБ^2 — главную роль играла ель, подпериод СБ^3 ознаменовался новым расширением позиции пихты. Такая смена доминант в темнохвойных лесах южной части Енисейского кряжа обусловлена возрастными циклами развития древостоя (Фалалеев, 1964). Подобные возрастные циклы были обнаружены с помощью спорово-пыльцевого анализа почв в кедровых лесах Западного Саяна (Савина, 1976).

Субатлантический период — от 2,5 тыс. л.н. — стадия менее увлажненного низинного болота с признаками переходного (глубина торфа 1,5 м). Торф гипново-осоковый с единичными включениями остатков вахты, вейника, пушицы, шейхцерии. В спектрах в основном пыльца сосны, 10—18% пыльцы ели и 6—8% пихты, редко отмечается пыльца лиственницы и березы (не более 5—10%). Травы (менее 10%) представлены единичными пыльцевыми зернами полыней, маревых, астровых, зонтичных, осок и злаков; единичны споры папоротников, хвощей, лесных плаунов. По-прежнему, как и во всех спектрах проб разреза, много спор зеленых мхов, что указывает на постоянное расселение последних.

Подпериоды СА^1, СА^2, СА^3 характеризуются спектрами соответственно с преобладанием пыльцы пихты, затем ели и пихты и снова ели. Эти максимумы пыльцы показывают попеременное господство ели (СА^3) и пихты (СА^1) или их согосподство (СА^2) в лесах горно-таежного пояса южной части Енисейского кряжа в субатлантический период.

Анализ приводимого материала позволил проследить на протяжении голоцена в растительном покрове южной части Енисейского кряжа следующие изменения: в атлантический период климат был теплее и суше современного. Были распространены лесостепи. Древесная растительность была представлена в основном березой и лиственницей. К концу периода произошло снижение роли степных сообществ. Наступление леса на степь в основном завершилось в первой половине суббореального периода. Климатические условия суббореального и субатлантического периодов были близки к современным. Древесная растительность была представлена в основном сосной. В горах снизилась граница подтаежного пояса сосновых лесов, сократилось участие в них лиственницы сибирской.

Приводимая стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника опирается на восемь радиоуглеродных дат и является первой для южной части Енисейского кряжа. Значение стандартных пыльцевых диаграмм для познания истории голоцена отмечал Л.В. Фирсов с соавторами (1974), называя их "абсолютными марками времени" для сопоставления местных и зональных диаграмм.

ЛИТЕРАТУРА

Бабинцева Р.М., Чередникова Ю.С. Естественное возобновление подпологом древостоев южной тайги // Лесовосстановление в подзоне южной тайги. Красноярск: ИЛиД СО АН СССР; 1983. С. 5—13.

Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра, 1977. 375 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 300 с.

Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.

Нейштадт М.И. К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. N 2. С. 103—108.

Пьявченко Н.И. Лесное болотоведение. М.: Наука, 1963. 250 с.

Пыльцевой анализ / Под ред. И.М. Покровской. М.: Госгеолиздат, 1950. 570 с.

Савина Л.Н. Новейшая история лесов Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1976. 156 с.

Фалалеев Э.Н. Пихтовые леса Сибири и их комплексное использование. М.: Лесн. пром., 1964. 180 с.

Фирсов Л.В., Троицкий С.Л., Левина Т.Н. и др. Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1974. N 41. С. 121—127.

УДК 551.794:551.312.2

С.В. ВАСИЛЬЕВ

ПОГРЕБЕННЫЕ ТОРФЯНИКИ ПОЙМЫ СРЕДНЕЙ ОБИ

При исследовании пойменных лесов Средней Оби было отмечено, что отдельные, свойственные пойме, формации кустарниковых ив (из ивы лапландской и сибирской), как правило, сопряжены с наличием в почвенном разрезе торфяного горизонта. В древесном ярусе этих сообществ часто присутствует береза пушистая. В травяном и моховом покрове доминируют осока дернистая, вейник лангсдорфа, сабельник болотный и мхи: каллиергон гигантский, сфагнум оттопыренный и климациум древовидный. Простой вывод о современном заболачивании напрашивался бы сам собой, если бы не то обстоятельство, что почти во всех наблюдаемых случаях торфяной горизонт был погребен современными аллювиальными отложениями.

С помощью аэрокосмических снимков на исследуемой территории были выделены все поверхности с предполагаемым наличием погребенных торфяников. Их относительная площадь составила 35—45% для различных участков поймы (Васильев, Седых, 1984). Широкая распространенность этого явления, подтвержденная результатами наземных исследований в районах пос. Сытомино, городов Нефтеюганска, Сургута, Нижневартовска, с. Александровского, а также на территории поймы Нижнего Иртыша и Нижней Оби, обусловила выделение нами этой территории в особую поверхность, названную, согласно С.А. Архипову (Палеогеография ..., 1980), сниженной ступенью надпойменной террасы. Для того чтобы правильно диагностировать поверхность, необходимо рассмотреть вопрос о происхождении этих торфяников.

Вопрос о происхождении погребенных пойменных торфяников довольно старый и спорный. Первоначально их образование, так же как и погребенных почв, связывали, по аналогии с пограничным горизонтом надпойменных торфяников, с суббореальным (ксеротермическим) периодом голоцена (Прасолов, Соколов, 1927; Гожев, 1929; Соболев, 1935; и др.). Эта точка зрения критиковалась в работах

Г.Э. Гроссета (1937) и Е.В. Шанцера (1951). Дело в том, что суббореальный период Европы был скорее влажным, нежели сухим. Факт разновозрастности погребенных почв позволил заключить, что они являются результатом нескольких сходных стадий (перерывов) в осадконакоплении (Шанцер, 1951). Погребение почв объясняется происходившими всегда (и в современный период) непрерывным блужданием реки, размывом и отложением вторичного аллювия. Об этом свидетельствует также сходство состава спорово-пыльцевых спектров верхних частей торфяников и современной растительности (Генкель, Лебедева, 1940). Наличие погребенных почв в пойме связано с условиями притеррасья (Мизеров, 1953) или с болотной фазой отмирания старичных водоемов (Мизеров и др., 1971), а возможность современного развития — с отжимом паводковых вод стекающими со склонов снеговыми водами, бедными кислородом и минеральными веществами (Львов и др., 1977). Таким образом, влияние климатических перемен голоцена на формирование торфяников сводится к минимуму.

Однако мнение о том, что погребенные торфяники являются свидетелями более сухих и маловодных периодов в развитии ландшафтов поймы, продолжает сохраняться (Волков, 1979). Ю.С. Прозоров (1961, 1974) при исследовании пойменных болот Амура также заключает, что начало их образования и последующее развитие вплоть до современного периода происходило в отсутствие обильных паводков.

Для выяснения происхождения среднеобских погребенных пойменных торфяников нами был исследован ряд разрезов. Из двух были отобраны образцы на ботанический и радиоуглеродный анализы. Ботанический анализ проведен автором, радиоуглеродный — в лаборатории лесного болотоведения ИЛиД СО АН СССР Э.В. Стариковым и В.А. Жидовленко.

Первый разрез (рис. 1) описан в обнажении поймы по берегу обской протоки Кирьяс близ устья р. Кульеган и пос. Покур (Тюменская область). Верхняя часть разреза представлена супесчано-суглинистыми отложениями берегового вала, мощность которых постепенно уменьшается по направлению от берега. На высоте 3,3 м от уреза воды вскрывается торфяник низинного типа мощностью 2,0 м. Он залегает на тяжелосуглинистых отложениях, вверху — темно-коричневых, сильногумусированных, внизу — темно-серых и сизых, видимой мощностью 1,3 м. Переход торфяника к суглинкам постепенный.

В этом торфянике по образцам, взятым из основания (органо-минеральные отложения) и его верхней части, проведено датирование на абсолютный возраст. Из этих данных следует, что его формирование приходится в основном на атлантический и суббореальный периоды голоцена, а в начале субатлантического периода на его поверхности начали осаждаться пойменные суглинки.

Второй разрез (рис. 2) описан по берегу обской протоки Кичановская Старица близ устья р. Ларьеган и с. Александровское (Томская область). Этот разрез расположен более чем в 120 км от первого вверх по течению р. Оби. В обнажении сверху вскрыты супесчаные и суглинистые отложения берегового вала, мощность которых постепенно уменьшается в сторону от берега до полуметра. Под ними обнаружен торфяник мощностью 1,1 м. Торфяник частью переслоен суглинистыми отложениями (рис. 3). Ниже торфяника вскрываются тяжелосуглинистые отложения с двумя сильногумусированными горизонтами на высоте 3,1 и 3,8 м от меженного уровня воды. Видимая мощность подстилающих торфяник суглинков составляет 4,0 м.

Радиоуглеродное датирование гумусовых горизонтов и торфяных отложений (см. рис. 3) показало, что гумусовые горизонты формировались в атлантический период, а торфяник накапливался в суббореальный период.

Ботанический анализ растительных осадков показывает неоднородность торфяной массы. Первоначальное заболачивание в александровском торфянике в начале суббореального периода шло с накоплением хвощового торфа. Основная масса

Рис. 1. Покурский торфяник

1 — торф; *2* — суглинки, насыщенные гумусом (гумусовые горизонты); *3* — буровые скважины; *4* — ложе аллювия мелких пойменных речек; *5* — вода

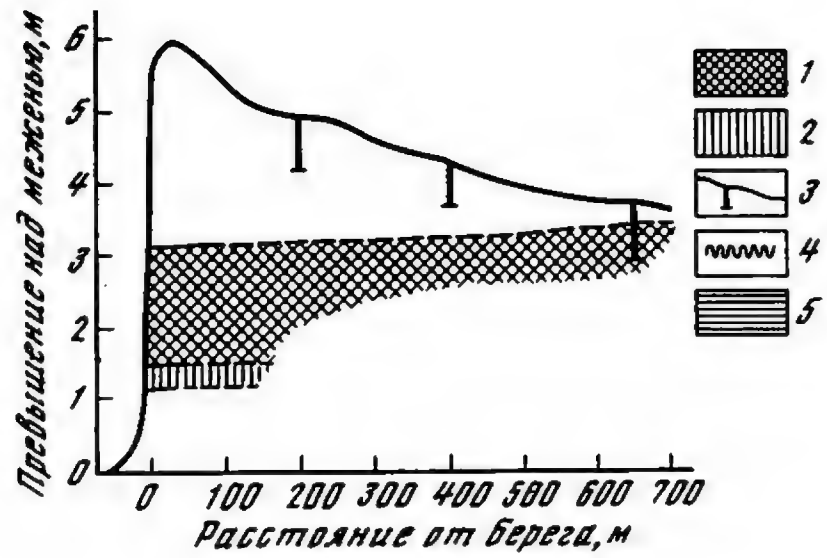
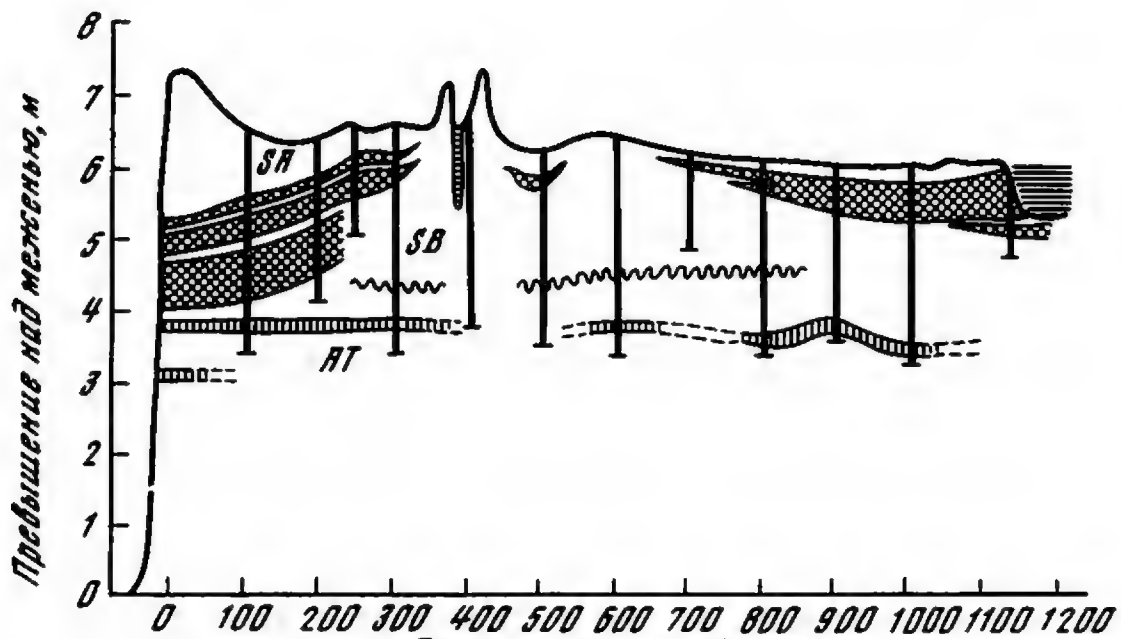


Рис. 2. Александровский торфяник

Условные обозначения см. на рис. 1



обоих торфяников сложена хвощово-осоковым и осоковым торфом, и только вверху наблюдаются прослойки древесно-осокового торфа. В последнем встречены остатки коры березы, древесина березы и ив, что позволяет говорить о растительности, близкой к современной. В течение всего периода торфонакопления растительность была представлена пойменными, низинными болотами со сменой от топяной к лесотопяной группе типов (Пьявченко, 1985).

Исследование нижнеиртышских торфяников, проведенное совместно с Ю.Ю. Григорьевым в пойме на левом берегу Иртыша, между поселками Цынгалы и Чембакчино, показывает также, что в течение всего периода накопления торфа сохранялись условия для формирования осоковых и осоково-сфагновых топей. В отличие от обских торфяников здесь наблюдалась смена типов от низинного к переходному из-за притеррасного положения болот.

Совпадение дат, полученных для органо-минеральных отложений Покурского торфяника (7335±320 лет, КРИЛ-558) и для подошвы нижнего гумусового горизонта Александровского торфяника (7040±360 лет, КРИЛ-548), позволяет утверждать, что перерыв в осадконакоплении впервые на данном отрезке поймы р. Оби наступил одновременно в начале атлантического периода. Верхние даты для гумусовых горизонтов (см. рис. 3) показывают, что их формирование продолжалось в период всего климатического оптимума. Как и у обских торфяников, низ иртышских торфяников (мощностью до 1 м) представлен органо-минеральными отложениями. Сходство общей стратиграфии свидетельствует о том, что иртышские торфяники, вероятно, имели сходный этап развития.

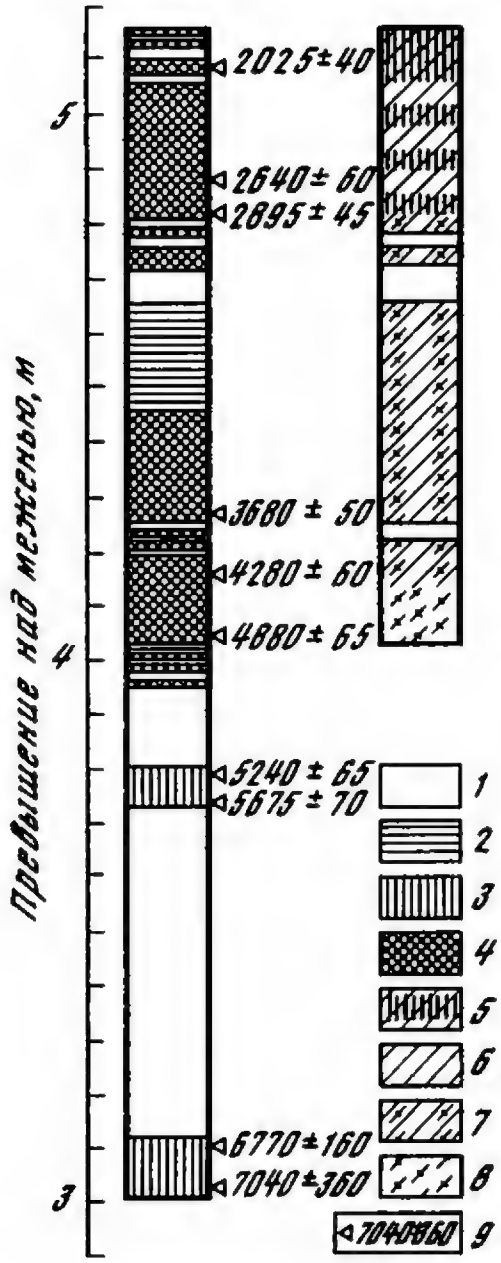
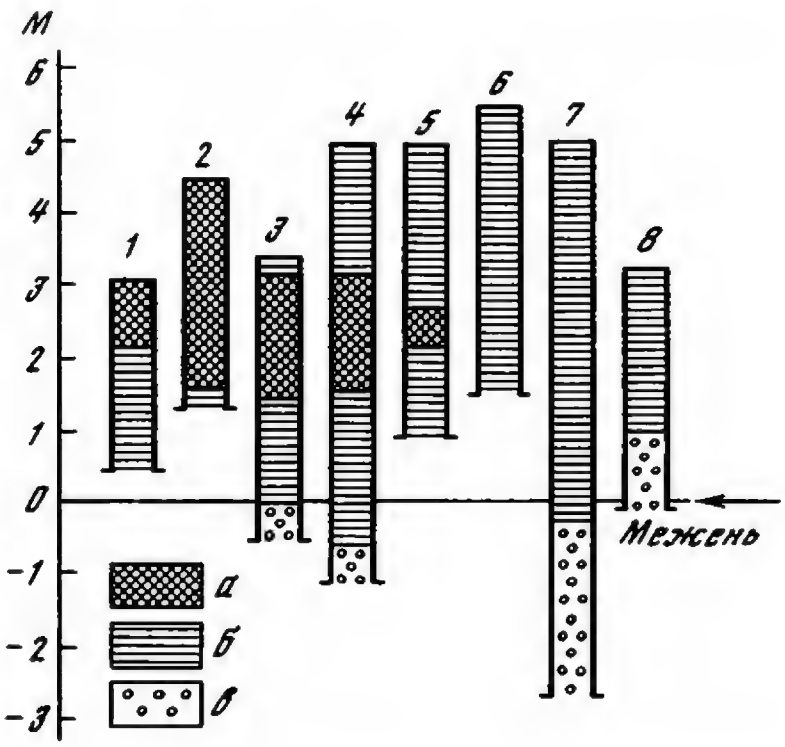


Рис. 3. Стратиграфия Александровского торфяника

Левая колонка — соотношение слоев органических и минеральных осадков: *1* — минеральные осадки, *2* — переслаивание торфа и суглинков, *3* — гумусовые горизонты, *4* — торф. Правая колонка — тип торфяной залежи: *5* — древесно-осоковый торф, *6* — осоковый торф, *7* — хвощево-осоковый торф, *8* — хвощевой торф; *9* — места взятия образцов на радиоуглеродный анализ и абсолютный возраст

Рис. 4. Разрезы поймы Оби в районе впадения р. Соснинский Еган

а — торф, *б* — пойменная фация аллювия, *в* — русловая и береговая фация аллювия, *1—8* — номера разрезов



Данные по ряду разрезов, заложенных в пойме Оби в районе устья р. Соснинский Еган (промежуточное положение между Покурским и Александровским торфяниками), позволяют оценить мощность пойменного аллювия того времени. Контакт пойменного аллювия и русловой фации на участках с торфяниками находится на уровне или чуть ниже современной межени (рис. 4, разрезы 3, 4); мощность пойменных осадков того времени составляет, таким образом, 1,5—2,5 м. Современная пойма имеет контакт пойменной и русловой фаций примерно на том же уровне (см. рис. 4, разрезы 7,8), однако мощность современной пойменной фации выше — 2,5—5,0 м. В низовье р. Ларьеган (левый приток Оби), в зоне подпора обскими паводковыми водами, отмечен торфяник, основание которого находится ниже современной межени русла.

Таким образом, к началу образования торфяников в пойме Оби была сформирована в раннем голоцене обширная поверхность. Аналогичная поверхность описана Г.В. Обединтовой (1977) как голоценовая терраса в долине Волги. Пониженная мощность пойменной фации позволяет утверждать, что к началу атлантического времени фаза аккумуляции сменилась фазой врезания русла Оби. Можно предположить, что водность того русла была несколько ниже современной и отсутствие длительных паводков способствовало формированию почвенных горизонтов. В.П. Гричук (1969) предполагает, что в период климатического оптимума наблюдалось уменьшение годовых амплитуд температур, т.е. снижение континентальности, а это должно обусловливать более равномерный сток и отсутствие сезонного контраста в выпадении осадков. Согласно реконструкции Н.А. Хотинского (1982), в Сибири в этот период происходила смена гигротической фазы межледни-

ковья на ксеротическую, с чем вполне согласуются наши выводы. Поверхность, сформированная в то время, по площади была сравнима с современной поймой. В последующий период развития русловых процессов размыву была подвержена именно эта поверхность, и таким образом, расширение дна долины с того времени было крайне незначительным.

Следующий период торфообразования и почвообразования был неравномерным и неоднократно прерывался во время увеличивающихся паводков, в результате чего были сформированы суглинистые прослойки, которые наблюдаются у Александровского торфяника. Наиболее интенсивное накопление пойменных осадков происходило в период 3500—3000 л.н., когда активизировались мелкие пойменные речки. Свидетельством этого служат размыв нижнего пласта торфяника недалеко от берега (см. рис. 2) и вскрытое нами ложе аллювия, сложенное среднезернистыми песками, ожелезненными книзу. Активизация таких речек, возможно, происходила не только в это время. В результате значительная часть рассматриваемой поверхности была неглубоко переработана вторичными аллювиальными процессами. В связи с этим нами выделяются вторично-меандровые зоны и участки древнего и современного меандрирования проток и русел впадающих притоков. Такая активизация стока имела локальный характер, судя по тому, что в Покурском торфянике ее следы не отмечены.

На новообразованных поверхностях вторичного меандрирования шло накопление более молодых торфяников, как это видно в дальней от реки части профиля Александровского торфяника (см. рис. 2). Данные по абсолютному датированию образца из аналогичного торфяника с глубины 120 см показывают их молодость (3160±50 лет, КРИЛ-557). Таким образом, пойменные торфяники являются образованиями разновозрастными.

Завершение формирования торфяников наступило в начале субатлантического периода. Скорость торфонакопления в Покурском торфянике составила 0,40 мм/год, а в Александровском торфянике — 0,16—0,30 мм/год. Скорость накопления суглинков, переслаивающих торфяник, составляла 0,56—0,72 мм/год, а у берегового вала — 1,04—1,31 мм/год. Если предположить, что погребение торфяника началось одновременно по всей поверхности, то для полуметровой толщи суглинков, покрывающих торфяник вдали от берега, скорость накопления была бы слишком низкой — 0,2—0,3 мм/год, хотя из приведенных выше расчетов видно, что скорость накопления минеральных осадков существенно выше, нежели накопления торфяной массы. Учитывая наклонное положение кровли торфяников, можно предположить, что торфонакопление прекратилось не одновременно по всей площади: первоначально—на участках, расположенных ближе к руслам, и лишь некоторое время спустя — на остальной площади, что связано с подмывом берега и отступанием берегового вала в глубь поймы. Мощность покрывающих сугликов уменьшается по мере удаления от берега, и таким образом притеррасные, наиболее приподнятые торфяники могли оказаться непогребенными. Однако наличие наилка сверху торфяников также и в стороне от берега свидетельствует об изменившемся гидрологическом режиме в современное время. Е.В. Шанцер (1951) объяснял это антропогенным сведением лесов и соответственно увеличением сноса минерального материала с поверхности поймы. С таким доводом нельзя согласиться, по меньшей мере для условий Сибири, где все более растущая антропогенная нагрузка на леса даже теперь не приводит к подобным последствиям.

Проведенные исследования погребенных торфяников поймы Средней Оби позволяют восстановить общую картину их развития. В первый этап (вероятно, в позднеледниковье и начале голоцена) сформировалась более или менее плоская поверхность дна долины современной Оби. Это происходило при небольшом врезании русла, в результате чего пойменная фация имела пониженную мощность. Второй этап (атлантический период) характеризовался низкими паводками, что позволило сформироваться гумусовым горизонтам и органо-мине-

ральным отложениям, залегающим в основании торфяников. В этот период рассматриваемая поверхность могла иметь режим надпойменной террасы. Третий этап — этап собственно формирования торфяников — продолжался в течение суббореального и частично субатлантического времени. Климатическая обстановка была несколько иной по сравнению с условиями атлантического периода. В связи с усиливающейся континентальностью паводки были несколько выше. В то же время происходила эрозионная переработка сформированной поверхности с частичным размывом старых торфяников и формированием новых, более молодых, поверх вторично-меандровых зон.

Современный период характеризуется наиболее высокими паводками и, возможно, повышением базиса эрозии. Врезание русел сменилось преимущественной аккумуляцией. Усилившаяся меандровая деятельность русел способствует погребению торфяников. Приведенная здесь реконструкция развития поймы в целом соответствует картине развития, которую предлагают С.А. Архипов и В.А. Панычев (Палеогеография ..., 1980).

Таким образом, рассматриваемая поверхность с наличием погребенных торфяников в гидрологическом смысле является поймой, а в генетическом отношении предствляет собой погребенную надпойменную террасу атлантического времени. Образование торфяников происходило в периоды ослабленных паводков и никак не было связано с условиями притеррасья. Их частое присутствие в притеррасье обусловлено лишь тем, что это наиболее древние поверхности поймы, не подвергшиеся размыву в современный период.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев С.В., Седых В.Н. Пойма Оби на аэрокосмических снимках. Красноярск: ИЛиД СО АН СССР, 1984. 46 с.

Волков И.А. Климатические колебания четвертичного периода и этапность эволюции долин в южной части Западно-Сибирской равнины // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель Западной Сибири и Средней Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 55—61.

Генкель А.А., Лебедева А.П. О возрасте торфяных обнажений в аллювиях Камы // Учен. зап. Перм. ун-та. 1940. Т. 4, вып. 1. С. 153—165.

Гожев А.Д. Типы песков области Среднего Дона и их хозяйственное использование // Тр. по лесн. опытному делу. 1929. Вып. 3. 172 с.

Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 41—57.

Гроссет Г.Э. О пограничном горизонте пойм как о новом доказательстве существования суббореального ксеротермического периода // Землеведение. 1937. Т.39, вып. 2. С. 97—115.

Львов Ю.А., Баранов В.А., Мульдияров Е.А., Шумкова С.В. Кусково-каракольская группа болот поймы реки Чулыма // Вопр. биологии. Томск: ТГУ, 1977. С. 98—108.

Мизеров Б.В. К материалам по строению поймы рек Западно-Сибирской равнины // Тр. ТГУ. Томск: ТГУ, 1953. Т. 124. С. 159—170.

Мизеров Б.В., Черноусов С.И., Абрамов С.П. и др. Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения среднего Приобья. Новосибирск: Наука, 1971. 212 с.

Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. 240 с.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 110 с.

Прасолов Л.И., Соколов Н.Н. Почвы поймы в районе реки Волхова и озера Ильменя // Материалы по исследованию реки Волхова и его бассейна. Л., 1927. Вып. 16. 352 с.

Прозоров Ю.С. Болота маревого ландшафта Среднеамурской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 124 с.

Прозоров Ю.С. Болота Нижнеамурских низменностей. Новосибирск: Наука, 1974. 212 с.

Пьявченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. М.: Наука, 1985. 152 с.

Соболев С.С. Учение о пойме как основа для изучения геоморфологии речных долин и стратиграфии речных террас // Почвоведение, 1935. N 6. С. 815—826.

Хотинский Н.А. Палеоэкологические реконструкции природной среды голоцена (модель современного межледниковья) // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 123—127.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Ин-та геол. наук. 1951. Геол. серия. N 55. 275 с.

ИРИНА КОНСТАНТИНОВНА ИВАНОВА

(1906—1987)

29 августа 1987 г. на 82-году жизни после тяжелой болезни скончалась Ирина Константиновна Иванова — талантливый ученый, известный исследователь в области четвертичной геологии, большой организатор науки, в течение многих лет бессменный ученый секретарь Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.

Ирина Константиновна посвятила свою жизнь служению науке — она являлась не только признанным специалистом в области изучения четветвертичного периода, но и авторитетным знатоком геологии палеолита и истории ископаемого человека. Отличительными чертами Ирины Константиновны были необыкновенная широта кругозора, огромная увлеченность своим делом и удивительная работоспособность, а также глубокая всесторонняя проработка материалов наблюдений.

Родилась Ирина Константиновна 12 апреля 1906 г. в г. Москве в семье служащего; в 1923 г. окончила среднюю школу, после чего училась в Театральном училище Большого театра, а затем — на курсах иностранных языков. Она изучила три языка: немецкий, английский и французский; немного знала украинский и польский.

С 1932 г. Ирина Константиновна начала работать в области геологии в Институте местных стройматериалов НКТП СССР. В дальнейшем она прошла путь от прораба, техника-геолога, референта до выдающегося ученого, автора многих научных статей и монографий.

С 1935 по 1938 г. И.К. Иванова училась экстерном в Московском геологоразведочном институте. Начиная с 1939 г. она работает в Геологическом институте АН СССР, сначала в качестве технического, а затем научного сотрудника отдела четвертичной геологии под руководством проф. Г.Ф. Мирчинка.

В 1942 г. вместе с мужем М.В. Муратовым, в то время преподавателем МГРИ, она уезжает в г. Семипалатинск, куда был эвакуирован МГРИ.

С апреля 1945 г., в течение 42 лет, И.К. Иванова была ученым секретарем Комиссии по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле АН СССР. Кроме научно-организационной работы на посту ученого секретаря, она все это время проводила исследования по четвертичной геологии и стратиграфии Европейской территории СССР в связи с историей ископаемого человека; в 1966 г. по этой проблематике И.К. Иванова успешно защитила диссертацию и получила ученую степень.

Особенно большое внимание в своей работе Ирина Константиновна уделяла исследованиям по стратиграфии, геоморфологии и геологии стоянок каменного века в Приднестровье, а также детальной стратиграфии отложений верхнего плейстоцена Европейской территории СССР и корреляции их с отложениями Западной Европы. Ей удалось создать хорошо обоснованную детальную стратиграфическую шкалу развития палеолитических культур, начиная с мустьерской эпохи до неолита

включительно. Эта шкала служит образцом применения различных методов для установления хронологии палеолитических памятников и является эталоном для всей Европейской территории СССР. И.К. Иванова обладала огромной эрудицией, и с ее мнением считались все исследователи, даже придерживающиеся иных взглядов. Результаты работ неоднократно докладывались ею на всесоюзных совещениях и конгрессах ИНКВА (в СССР, Польше, США, Франции).

Исследования Ирины Константиновны Ивановой проводились по научной тематике лаборатории четвертичной геологии Геологического института АН СССР по разделу "Геологическая история первобытного человека и среды его обитания". Они имели два основных направления: разработка вопросов антропогенеза, связанных с проблемой времени и места возникновения и развития человека, и комплексное изучение геологической истории людей каменного века на Европейской территории СССР. Ею опубликовано 150 научных трудов, в том числе 8 монографий. Около 30 работ издано за рубежом. Результаты исследований Ирины Константиновны Ивановой получили широкое признание в среде как геологов, так и археологов. Особое место занимает монография "Геологический возраст ископаемого человека", переведенная на немецкий язык и изданная в ФРГ. В 1978 г. эта книга была удостоена Международной медали имени А. Пенка, которая присуждается за выдающиеся труды в области истории четвертичного периода.

Кроме научных исследований, которым И.К. Иванова отдавала много сил, она проводила большую научно-организационную работу в Комиссии по изучению четвертичного периода, ее любимого детища, требовавшего неустанной заботы, отнимавшего массу времени и душевных сил. На плечи Ирины Константиновны ложились подготовка и проведение совещаний и конференций, редактирование изданий, организация координационных и консультативных мероприятий в области изучения четвертичного периода.

Деятельность Ирины Константиновны неоднократно отмечалась премиями и благодарностями. Она награждена медалями "За доблестный труд во время Великой Отечественной войны", "В память 800-летия Москвы", "Ветеран труда", "40 лет Победы в Великой Отечественной войне".

И.К. Иванова всегда сохраняла тесные связи со всеми республиканскими учреждениями Академии наук и Министерства геологии СССР, а также с многими производственными организациями. При ее непосредственном участии почти во всех республиках СССР были созданы республиканские Комиссии по изучению четвертичного периода. Результаты ее работ успешно использовались в геологической практике. Широкую известность И.К. Иванова имела также за рубежом. В течение 12 лет она состояла активным членом постоянной Комиссии по стратиграфии лёссов и в течение 8 лет — заместителем председателя Коммиссии по палеоэкологии древнего человека Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА).

И.К. Иванова была широко образованным ученым, естествоиспытателем, всеми уважаемым и в то же время весьма скромным, истинно интеллигентным человеком. С болью и грустью осознаем, что нет больше с нами дорогой Ирины Константиновны. Ушел из жизни добрый, чуткий, отзывчивый, большой души Человек. У нее было очень много друзей в разных уголках нашей страны. Искренность и верность, понимание и преданность, участие и внимательность были ее неизменными чертами в общении с людьми. Редкое обаяние, чуткость и душевная теплота привлекали к ней друзей и просто знакомых, искренне уважавших ее и любивших. Все знавшие Ирину Константиновну навсегда сохранят о ней светлую память.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1986

ПРИЛОЖЕНИЕ

В.С. ВЕКСЛЕР, Э.И. ПРЕДЕ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ, ВЫПОЛНЕННЫЕ В ЛАБОРАТОРИИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРСКИХ ГРУНТОВ ВМНПО "СОЮЗМОРИНЖГЕОЛОГИЯ"

Сообщение VI

ЛАТВИЙСКАЯ ССР

БОЛОТО ТИРЕЛЯ

Болото расположено в термокарстовой впадине Курземской возвышенности, в 10 км южнее н.п. Эдоле (Кулдигский район). Торфяное месторождение верхового типа, площадью 30 га. Пробы на радиоуглеродный возраст отобраны в центральной части месторождения. Образцы представил А. Лацис.

Ri-300 **4078±140**

Фускум торф с глубины 1,25—1,35 м.

Ri-301 **4316±140**

Фускум торф с глубины 1,35—1,45 м.

Ri-303 **8400±150**

Магеланикум торф с глубины 4,9—5,0 м.

Ri-304 **8520±140**

Магеланикум торф с глубины 5,0—5,1 м.

Ri-305 **10178±140**

Сапропель из глинистых отложений с глубины 6,65—6,70 м.

БОЛОТО БЛИДЕНЕС

Болото расположено на волнистом лимногляциальном рельефе Курземской возвышенности у н.п. Блиденес, в 20 км восточнее г. Салдус. Торфяное месторождение двухтипное — верхового и низинного типов. Пробы на радиоуглеродный анализ отобраны в северо-восточной части месторождения на низинном участке. Образцы представил А. Лацис.

Ri-308 **5840±140**

Торф с глубины 3,40—3,50 м.

Ri-307 **7450±100**

Сапропель с прослоями торфа с глубины 3,5—3,6 м.

Ri-306 **9304±80**

Сапропель с глубины 4,60—4,70 м.

БОЛОТО ЛАМБАРТУ

Болото расположено на лимногляциальной равнине у н.п. Салениеки (Бауский район). Площадь месторождения 409 га. На месторождении выделено три типа торфа: верховой, смешанный и низинный. Пробы на радиоуглеродный анализ

отобраны на верховом участке в середине месторождения. Образцы представил А. Лацис.

Ri-317 **2165±100**

Торф с глубины 3,65—3,75 м.

Ri-316 **3607±120**

Торф с глубины 4,8—4,9 м.

Ri-315 **4633±140**

Сапропель с глубины 6,0—6,1 м.

Ri-314 **6510±140**

Сапропель с глубины 6,25—6,35 м.

Ниже приводятся радиоуглеродные данные, характеризующие возраст отложений террас и пойм рек Латвии. Образцы представил И.Я. Даниланс.

Ri-318 **1780±80**

Ствол дерева с глубины 2,55—2,60 м из разреза старицы высокой поймы р. Гауя у хут. Муцieники ниже устья р. Нурмижупите.

Ri-319 **3033±120**

Образец древесины, отобранный с глубины 4,20— 4,40 м с первой террасы р. Гауя на левом берегу ниже устья р. Нурмижупите.

Ri-320 **3918±120**

Ствол дерева с глубины 4,5 м в обнажении I террасы р. Даугавы на правом берегу выше пос. Пиедруя.

Ri-323 **7195±120**

Ствол дерева из того же разреза, что и образец Ri-320, с глубины 5,9—6,0 м.

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

RI-298 **11840±250**

Хорошо сохранившаяся древесина от комлевой части ели с террасовидной поверхности левого берега р. Муи в районе пос. Усть-Муя Бурятской АССР. Предполагаемый возраст — голоцен, поздний плейстоцен. Образцы 298, 322 представил А.А. Кульчицкий.

Ri-322 **⩾45000**

Погребенная древесина с незначительной степенью углификации из отложений позднего неогена, отобранная из скважины с глубины 200 м у пос. Усть-Муя Бурятской АССР.

РАЙОН ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

ОСТРОВ АЙОН

Ri-177 **2100±180**

Богатый гумусом торф из II надпойменной террасы оз. Углового, расположенного в юго-восточной части острова. Образцы 177, 141, 142, 185, 187, 184, 137 представил Ф.Я. Коваленко.

Ri-141 **4680±150**

Торф илистый, слаборазложившийся у кровли термокарстовой равнины.

Ri-142 **6770±160**

Слаборазложившийся торф у подошвы термокарстовой равнины.

Ri-185 **8340±180**

Остатки травянистой растительности и торфа из берегового уступа озера на юге острова.

Ri-187 **9270±120**

Остатки травянистой растительности и торфа из берегового уступа на юго-востоке острова.

Ri-184 **10450±210**

Остатки травянистой растительности и торфа из берегового уступа озера в южной части острова.

Ri-137 **9500±160**

Торф, богатый гумусом, из южной части акватории Чаунской губы с глубины 12,0—13,0 м ниже современного уровня моря.

Ri-108 **11340±120**

Обломок дерева, залегающий в прослоях торфа на глубине 12 м ниже уровня моря. Образцы 108, 112 представил В.А. Воробьев.

Ri-112 **38500±760**

Древесина серого цвета с глубины 7 м ниже уровня моря, залегающая в том же обнажении, что и образец Ri-108.

РАЙОН ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

Ri-313 **31007±240**

Торф с восточного берега моря, в 15 км южнее входа в Колоколову губу. Образец представил О.Г. Эпштейн.

РАЙОН ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Ri—278 **10040±370**

Прослои торфа с глубины 5,35—5,80 м из скважины на 6—8-метровой террасе в центре пос. Нешкан Чукотского района Магаданской области. Образцы 278, 276 представил О. Богдзевич.

Ri-276 **9515±435**

Озерный торф с основания линзы, венчающей разрез 6—8-метровой террасы на западном берегу лагуны Нескын-Пильхин.

РАЙОН КАРСКОГО МОРЯ

Ri-321 **9935±110**

Прослойки бурых торфов с глубины 1,75 м из обнажения на западном побережье п-ова Ямал, в 2 км к югу от пос. Харасовэй. Образцы 321, 324, 325 представил В.М. Гатаулин.

Ri-324 **11205±240**

Редкие линзы бурого торфа, залегающие на глубине 3,5 м в тонкозернистых песках, находящихся там же, где и образец Ri-321.

Ri-325 **8840±120**

Торф с глубины 1 м из 1,5-метрового прослоя коричнево-бурого торфа с большим количеством минеральных составляющих из обнажения, расположенного на западном побережье п-ова Ямал, в 2,6 км к северу от маяка Харасовэй.

ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТКИ

БАССЕЙН р. МИТОГА

Нижеописанные образцы отобраны из торфяника в береговом обрыве, расположенном в 3 км южнее р. Митога, в 20 км от с. Усть-Большерецк. Торфяник имеет голоценовый возраст. Торфяной пласт достигает 2,3 м и перекрывается слоем вулканического пепла. Данные палинологической изученности имеются. Образцы представила М.Е. Вощилко. Ниже представлены радиоуглеродные данные, соответствующие определенным интервалам отбора проб.

Лабораторный индекс	Интервал отбора, см	Возраст, лет
Ri-160	**145—150**	**4980±180**
Ri-161	**155—160**	**5750±150**

Ri-164	**165—170**	**6330±130**
Ri-183	**170—175**	**6690±180**
Ri-182	**175—180**	**7000±190**
Ri-179	**190—195**	**7500±170**
Ri-154	**225—230**	**10200±280**

Описанные ниже образцы представляют собой ископаемые торфа из береговых отложений и скважин морского бурения. Разрезы изучались палинологически. Образцы представил Р.Б. Крапивнер.

Морское побережье в 4,7 км севернее устья р. Митога. Мощность торфа 2 м.

Ri-146 **27600±350**

Торф из верхней части разреза.

Ri-147 **29200±380**

Торф из средней части разреза.

Ri-148a **⩾40000**

Торф из нижней части разреза.

Ri-148b **⩾41000**

Торф из нижней части разреза.

Разрез в 4,5 км севернее устья р. Митога. Мощность торфа 0,4 м.

Ri-163 **39400±440**

Торф из верхней части разреза.

Ri-169 **⩾42000**

Торф из нижней части разреза.

Разрез в 4,0 км севернее устья р. Митога. Мощность торфа 2,7 м.

Ri-158 **30970±240**

Торф из верхней части разреза.

Ri-152 **31000±460**

Торф из средней части разреза.

Ri-162 **39800±420**

Торф из нижней части разреза.

Разрез в 1,8 км южнее р. Митога. Мощность торфа до 1 м.

Ri-129 **25300±280**

Торф из верхней части разреза.

Ri-129a **34800±410**

Гумины образца.

Обнажение в 2,1 км южнее р. Митога. Мощность торфа 0,1—0,2 м.

Ri-132 **37100±320**

Линзы бурого торфа в алевритовых отложениях.

Ri-131 **⩾37800**

Горизонт плотного, хорошо разложившегося торфа.

Обнажение в 3,6 км южнее р. Митога. Мощность торфа до 1,5 м.

Ri-130 **29600±310**

Автохтонный торф из средней части обнажения.

Ri-130a **35700±340**

Гумины образца.

Ri-155 **30500±390**

Повторно отобранный образец.

Обнажение на правом берегу р. Митога, в 8—10 км от устья.

Ri-149 **31200±410**

Погребенный торф из верхней части обнажения.

Ri-170 **⩾43000**

Погребенный торф из нижней части обнажения.

Обнажение на правом берегу р. Митога, в 100 м от устья. Обнажение заливается водой.

Ri-172 **4660±130**

Современный торф.

Обнажение на восточном побережье Камчатки, в 8 км от берега, в районе пихтовой рощи. Образец представил Р.Б. Крапивнер.

Ri-175 **980±80**

Гумины образца торфа.

В.В. КОСТЮКЕВИЧ, О.В. ДНЕПРОВСКАЯ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАННЫЕ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОХИМИИ МЕРЗЛОЙ ЗОНЫ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР

Сообщение IX

Приводятся радиоуглеродные датировки, выполненные в 1984—1985 гг. Эти материалы продолжают наши данные, опубликованные ранее, по геохронологическому изучению позднечетвертичных мерзлых толщ для различных регионов современной криолитозоны. Образцы 1—15 — сборы Н.М. Черосова

1. Им-823 **3000±150**

Древесина. Якутская АССР. Стоянка Усть-Токко. Правый берег р. Токко, приток р. Чары. Глубина отбора 0,70 м.

2. Им-824 **5000±175**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,60 м.

3. Им-825 **3548±160**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,30 м.

4. Им-826 **3210±200**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,10 м.

5. Им-827 **2785±240**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,60 м.

6. Им-828 **3100±150**

Древесина. Там же. Глубина отбора 3,30 м.

7. Им-829 **3920±170**

Древесина. Там же. Глубина отбора 3,50 м.

8. Им-830 **3035±120**

Древесина. Там же.

9. Им-831 **3060±160**

Древесный уголь. Там же.

10. Им-849 **2900±190**

Уголь. Олекминский район Якутской АССР. Стоянка Усть-Токко. Правый берег р. Токко, приток р. Чары. Глубина отбора 0,34 м.

11. Им-852 **1815±210**

Растительный детрит. Там же. Глубина отбора 1,4—1,7 м.

12. Им-853 **2140±280**

Там же. Глубина отбора 1,2 м.

13. Им-855 **3040±210**

Уголь. Там же. Глубина отбора 0,48—0,50 м.

14. Им-861 **1461±240**

Почва гумусированная погребенная. Пойменная фация средней поймы. Там же. Глубина отбора 1,0 м.

15. Им-863 **3058±195**

Почва гумусированная погребенная. Контакт отложений высокой и средней поймы.

Там же. Глубина отбора 1,50 м.

16. Им-787 **2200±130**

Древесина. Северо-Западная Сибирь. Долина р. Курейки, в районе 2-го порога. Глубина отбора 0,9 м. Образцы 16—20 — сборы О.А. Казанского.

17. Им-790 **⩾36000**

Древесина. Северо-Западная Сибирь. II надпойменная терраса высотой 15 м (Игарская НИМС). Глубина отбора 8,2 м.

18. Им-791 **⩾ 36000**

Древесина. Там же. Глубина отбора 7,7 м.

19. Им-792 **⩾ 36000**

Древесина. Там же. Глубина отбора 8,2 м.

20. Им-794 **⩾ 36000**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,5 м.

21. Им-795 **⩾ 36000**

Древесина. Северная Якутия. Пос. Зеленый Мыс. Низовье р. Колымы, левый берег. Отложения едомной свиты. Глубина отбора 4,5 м. Образцы 21—23 — сборы Ю.А. Мурзина.

22. Им-808 **⩾ 36000**

Древесина. Северная Якутия. Нижнеколымский район. Пос. Зеленый Мыс. Глубина отбора 1,5 м.

23. Им-809 **⩾ 36000**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1,5 м.

24. Им-797 **2050±150**

Древесина. Северная Якутия, пос. Кулар. Правый берег долины руч. Бургует, в 1 км вверх от устья р. Эмиль. Глубина отбора 3,60 м. Образцы 24—27 — сборы Г.Ф. Грависа.

25. Им-798 **8030±500**

Растительные остатки. Северная Якутия. Долина руч. Бургует, на его правом берегу, против поселка Куларской ГРП. Глубина отбора 21,5 м.

26. Им-799 **2050±150**

Растительные остатки. Северная Якутия. Верховье руч. Бургует, в 2 км выше пос. Кулар. Глубина отбора 2,5 м.

27. Им-800 **9800±250**

Растительные остатки. Юго-запад Чарской впадины, бассейн р. Нурунгнакан, в 1 км западнее пос. Удакан. Глубина отбора 2,45 м.

28. Им-811 **⩾ 36000**

Растительный детрит. О-в Курунгуаах-Сисэ. Дельта р. Лены. Обнажение Буор-Хая. Глубина отбора 23,0 м. Сборы В.В. Куницкого.

29. Им-832 **⩾36000**

Торф опесчаненный. Северная Якутия. Дельта р. Лены. О-в Дьангыылах-Сисэ. Едомная свита (Q_{III}). Глубина отбора 12—14 м.

30. Им-833 **4090±180**

Торф опесчаненный. Северная Якутия. Дельта р. Лены. О-в Боотулу-Сисэ. Глубина отбора 6,0 м. Образцы 29—30 — сборы М.Н. Григорьева.

31. Им-814 **1440±120**

Древесина. Северная Якутия. Колымская низменность, г. Суолурдах. Глубина отбора 1,0 м. Образцы 31—36 — сборы А.Р. Винокурова (ЯТГУ).

32. Им-815 **3240±250**

Древесина средней сохранности. Северная Якутия. Колымская низменность, г. Суолурдах. Озерные осадки (Q_{IV}). Глубина отбора 2,0 м.

33. Им-816 **1045±140**

Древесина средней сохранности. Северная Якутия. Колымская низменность, г. Суолурдах. Глубина отбора 2,0 м.

34. Им-817 **1068±200**

Древесина хорошей сохранности. Северная Якутия. Колымская низменность, г. Суолурдах. Озерные осадки (Q_{IV}). Глубина отбора 1,2 м.

35. Им-846 **28600±1430**

Древесные остатки. Северная Якутия. Колымская низменность. Верховье р. Рассохи, восточный берег оз. Санылах-Кэрэктээх. Глубина отбора 19,5—22,5 м.

36. Им-847 **5750±200**

Растительные остатки (ствол дерева, ветки кустарников). Северная Якутия. Колымская низменность. Верхнее течение р. Алазеи, в 1,85 км от высотной отметки 16,0 м. Глубина отбора 4,9—5,4 м.

37. Им-848 **1920±180**

Торф. Северная Якутия. Колымская низменность. Верхнее течение р. Алазеи. Оз. Юссэ-Хатыардах. Глубина отбора 3,6—4,2 м.

38. Им-810 **2040±220**

Древесина. Северная Якутия. Р. Колыма, правобережье. Дно оз. Красивое. Глубина отбора 2,05 м. Образцы 38—40 — сборы Н.П. Босикова.

39. Им-856 **6200±150**

Древесина. Северная Якутия. Колымская низменность. Оз. Талаах. Днище озерной котловины (Q_{IV}). Глубина отбора 0,5 м.

40. Им-857 **505±50**

Древесина. Северная Якутия. Колымская низменность. Оз. Бырыыктах. Днище озерной котловины (Q_{IV}). Глубина отбора 0,2 м.

41. Им-818 **36000**

Растительные остатки из водно-ледниковых песчано-галечных осадков. Северо-Западная Сибирь. Дельта р. Енисей. Обнажение "Ледяная Гора", надпойменная терраса р. Енисей. Глубина отбора 15,0 м. Образцы 41—45 — сборы Е.Г. Карпова (Игарская НИМС).

42. Им-819 **3570±210**

Древесные остатки. Северо-Западная Сибирь. Нижнее течение р. Енисей. Обнажение "Ледяная Гора", II надпойменная терраса р. Енисей, водораздел Морская Гряда. Глубина отбора 4,97 м.

43. Им-820 **4295±190**

Торф из голоценового торфяника мощностью 5 м. Обнажение "Ледяная Гора". Глубина отбора 2,65 м.

44. Им-821 **3720±240**

Торф из голоценового торфяника. Там же. Глубина отбора 1 м.

45. Им-822 **3000±225**

Древесина из голоценового торфяника. Обнажение "Ледяная Гора". Озерно-болотные органогенные осадки. Глубина отбора 3,8 м.

46. Им-789 **36000**

Древесина. Северо-Западная Сибирь. II надпойменная терраса р. Енисей высотой 15 м (Игарская НИМС). Глубина отбора 8,3 м. Сборы О.А. Казанского.

47. Им-804 **7475±235**

Торф с остатками древесины. Чарская впадина, правый берег р. Чары, выше устья р. Нирунгнакан. Глубина отбора 1,0 м. Образцы 47—48 — сборы Г.Ф. Грависа (ВСЕГИНГЕО).

48. Им-805 **9260±280**

Торф с древесными остатками. Там же. Глубина отбора 7,0 м.

В выполнении радиоуглеродных анализов принимали участие лаборанты А.П. Шапенков и Т.И. Сундеева.

В.М. КУПЦОВ, А.М. ПАЛКИНА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА АН СССР

Сообщение VIII

В сообщении приводятся радиоуглеродные датировки, выполненные по донным осадкам Красного моря. Осадки отбирались во время 3-го рейса НИС "Профессор Штокман". Основной задачей являлось изучение режима накопления осадков в Красноморском рифте. Для этой цели исследовались осадки, отлагающиеся на основных тектонических структурах: верхней и нижней тектонических ступенях, соляном уступе и в осевой зоне. В рассолоносных впадинах проводилось датирование для изучения накопления рудного вещества, имеющего промышленное значение. Осадки датировались по карбонатной компоненте, представленной планктонными фораминиферами, кокколитами и птероподами. Определение возраста литифицированных карбонатных корок на базальтах проводилось для изучения динамики поступления расплавленных базальтов в рифтовую зону.

Отсутствие речного стока в исследуемом регионе повышает надежность радиоуглеродных датировок по валовому карбонату кальция. Надежности датировок способствует и наличие хорошо отдатированного сапропелевого прослоя в осадках и прослоев карбонатных литифицированных корок, сформировавшихся во время перекрытия пролива, связывающего Красное море с Индийским океаном, при понижении уровня океана.

Датирование проводилось по бензольному варианту. Представлено 202 датировки.

ОСАДКИ ВЕРХНЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТУПЕНИ

ИОАН—1364 **1790±140**
Пелитово-алевритовый карбонатный кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 226, координаты: 17°53'3" с.ш., 39°48'8" в.д., глубина моря 686 м. Орудие отбора — дночерпатель. Интервал отбора 0—2 см.

ИОАН-1355 **1720±100**
То же. Интервал отбора 2—4 см.

ИОАН-1366 **1660±110**
То же. Интервал отбора 8—11 см.

ИОАН-1353 **7040±140**
То же. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10—30 см.

ИОАН-984 **16030±380**
То же. Интервал отбора 70—80 см.

ИОАН-2442 **24980±980**
То же. Интервал отбора 150—160 см.

ИОАН-1414 **31300**
Алевритово-пелитовый карбонатный ил. Там же. Интервал отбора 180—190 см.

ИОАН-1466 **33930**
То же. Интервал отбора 270—280 см.

ИОАН-1747 **4350±250**
Пелитовый карбонатный птероподово-кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 281, координаты: 17°30'0" с.ш., 39°30'0" в.д., глубина моря 280 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 5—15 см.

ИОАН-1745 **13000±270**
То же. Горизонт с корками. Интервал отбора 40—45 см.

ИОАН-1749 **22016±510**
Алевритовый карбонатный птероподово-кокколитово-фораминиферовый ил.
Там же. Интервал отбора 155—165 см.
ИОАН-1748 **27750±2490**
То же. Интервал отбора 230—240 см.
ИОАН-1746 **37570**
То же. Интервал отбора 313—318 см.

ОСАДКИ СОЛЯНОГО УСТУПА

ЗАПАДНЫЙ УСТУП

ИОАН-985 **5890±140**
Алеврито-пелитовый карбонатный фораминиферовый ил. Станция 227, координаты: 17°55'9" с.ш., 39°53'8" в.д., глубина моря 1220 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 24—33 см.
ИОАН-986 **8330±140**
То же. Интервал отбора 82—91 см.
ИОАН-1707 **11930±310**
То же. Горизонт с корками. Интервал отбора 106—114 см.
ИОАН-1484 **8250±220**
Глинистый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 295, координаты: 18°08'2" с.ш., 39°50'9" в.д., глубина моря 1295 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10—20 см.
ИОАН-1465 **10100±310**
То же. Горизонт содержит черный сапропелевый прослой. Там же. Интервал отбора 90—100 см.
ИОАН-1469 **14330±290**
Глинистый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Станция та же. Горизонт содержит карбонатные корки. Интервал отбора 150—160 см.
ИОАН-1485 **10750±480**
Глинистый карбонатный ил, обогащенный фораминиферами. Станция 306, координаты: 17°51'3" с.ш., 39°56'5" в.д., глубина моря 110 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.
ИОАН-1470 **13380±210**
То же. Горизонт содержит карбонатные корки. Там же. Интервал отбора 98—103 см.
ИОАН-1471 **24010±1240**
То же. Интервал отбора 195—200 см.
ИОАН-1486 **22600±560**
Глинистый карбонатный ил, обогащенный фораминиферами. Там же. Интервал отбора 365—370 см.
ИОАН-1759 **3070±150**
Глинистый карбонатный птероподово-кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 357, координаты: 18°11'8" с.ш., 39°44'5" в.д., глубина моря 1025 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10—20 см.
ИОАН-1753 **13890±210**
То же. Горизонт содержит карбонатные корки. Там же. Интервал отбора 50—60 см.
ИОАН-1760 **9100±330**
То же. Интервал отбора 120—130 см.

ВОСТОЧНЫЙ УСТУП

ИОАН-1467 **3360±160**
Алевритовый карбонатный фораминиферово-птероподово-кокколитовый ил. Станция 290, координаты: 18°11'1" с.ш., 40°11'1" в.д., глубина моря 1100 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1468 **10620±370**

То же. Горизонт содержит черный сапропелевый прослой. Там же. Интервал отбора 80—90 см.

ИОАН-988 **2800±100**

Глинисто-песчанистый карбонатный ил, обогащенный фораминиферами. Станция 310, координаты: 18°06'0" с.ш., 40°14'9" в.д., глубина моря 1060 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-989 **10470±380**

То же. Горизонт содержит черные сапропелевые прослои. Интервал отбора 33—38 см.

ИОАН-998 **15740±210**

Глинисто-песчанистый карбонатный ил, обогащенный фораминиферами. Горизонт содержит слабо сцементированные карбонатные корки. Там же. Интервал отбора — 90—95 см.

ИОАН-2405 **30570**

То же. Интервал отбора 175—180 см.

ИОАН-1418 **24050±2640**

Глинисто-песчанистый карбонатный ил, обогащенный фораминиферами. Там же. Интервал отбора 190—195 см.

ИОАН-2402 **26210±1080**

Там же. Интервал отбора 234—240 см.

ИОАН-2403 **38460**

То же. Интервал отбора 337—343 см.

ИОАН-1419 **17380±790**

То же. Интервал отбора 390—395 см.

ИОАН-1487 **3280±200**

Глинистый песчанистый карбонатный фораминиферовый ил. Станция 312, координаты: 18°08'1" с.ш., 40°13'6" в.д., глубина моря 1250 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1472 **14910±650**

То же. Горизонт содержит карбонатные корки. Там же. Интервал отбора 75—80 см.

ИОАН-1473 **21920±540**

То же. Интервал отбора 115—120 см.

ИОАН-1489 **3330±280**

Глинистый карбонатный ил. Станция 313, координаты: 18°09'3" с.ш., 40°12'5" в.д., глубина моря 1770 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1474 **15950±790**

То же. Горизонт содержит карбонатные корки. Интервал отбора 65—70 см.

ИОАН-1475 **22320±2170**

То же. Интервал отбора 265—270 см.

ИОАН-1492 **650±120**

Глинистый карбонатный ил. Станция 317, координаты: 18°01'1" с.ш., 40°16'9" в.д., глубина моря 1170 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1476 **12840±190**

То же. Горизонт содержит карбонатные корки. Интервал отбора 60—65 см.

ИОАН-1491 **23820±820**

То же. Интервал отбора 120—125 см.

ИОАН-1477 **24440±850**

То же. Интервал отбора 247—252 см.

ОСАДКИ НИЖНЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТУПЕНИ

ЗАПАДНАЯ СТУПЕНЬ

ИОАН-1367 **1450±100**
Пелитовый карбонатный ил. Станция 228, координаты 17°56'3" с.ш., 39°57'3" в.д., глубина моря 1210 м. Орудие отбора — дночерпатель. Интервал отбора 0—9 см.

ИОАН-1368 **1410±100**
То же. Интервал отбора 9—13 см.

ИОАН-1369 **2010±100**
То же. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 3—15 см.

ИОАН-1370 **8320±130**
То же. Интервал отбора 52—57 см.

ИОАН-2199 **17260±540**
То же. Горизонт содержит карбонатные корки. Интервал отбора 135—140 см.

ИОАН-1372 **31120±1380**
Плотные карбонатные корки в массе глинистого карбонатного ила. Там же. Интервал отбора 180—190 см.

ИОАН-1403 **20860±460**
Пелитовый карбонатный ил. Там же. Интервал отбора 226—240 см.

ИОАН-1405 **26470±1380**
То же. Интервал отбора 325—335 см.

ИОАН-1406 **20680±1040**
То же. Интервал отбора 390—400 см.

ИОАН-1411 **27600±760**
Пелитовый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Там же. Интервал отбора 530—540 см.

ВОСТОЧНАЯ СТУПЕНЬ

ИОАН-990 **5070±110**
Глинистый карбонатный ил. Станция 311, координаты: 18°03'6" с.ш., 40°10'8" в.д., глубина моря 1350 м. Орудие отбора прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10—20 см.

ИОАН-1460 **13120±270**
Карбонатные корки, слабо сцементированные глинистым карбонатным илом. Там же. Интервал отбора 55—60 см.

ОСАДКИ ОСЕВОЙ ЗОНЫ

ИОАН-997 **1540±100**
Пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферово-птероподовый ил. Станция 236, координаты: 17°57'6" с.ш., 40°05'7" в.д., глубина моря 1700 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—5 см.

ИОАН-999 **1210±100**
То же. Интервал отбора 5—20 см.

ИОАН-1389 **4760±180**
Пелитово-алевритовый карбонатный птероподово-кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 239, координаты: 17°57'8" с.ш., 40°03'3" в.д., глубина моря 1350 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 20—30 см.

ИОАН-987 **1730±100**
Пелитовый карбонатный кокколитово-фораминиферово-птероподовый ил. Станция 258, координаты: 17°57'2" с.ш., 40°06'1" в.д., глубина моря 1300 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—15 см.

ИОАН-996 **2510±100**
То же. Интервал отбора 120—140 см.

ИОАН-1407 **3400±170**

То же. Интервал отбора 230—250 см.

ИОАН-1413 **6310±550**

То же. Интервал отбора 320—330 см.

ИОАН-1408 **8700±210**

То же. Интервал отбора 400—420 см.

ИОАН-1412 **16120±300**

Литифицированная пачка пелитового карбонатного ила с раздробленными карбонатными корками. Там же. Интервал отбора 500—515 см.

ИОАН-1373 **1890±100**

Пелитово-алевритовый карбонатный ил. Станция 267, координаты: 17°57'7" с.ш., 40°05'6" в.д., глубина моря 1780 м. Орудие отбора — дночерпатель. Интервал отбора 0—4 см.

ИОАН-1739 **12290±200**

Пелитовый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 274, координаты: 17°57'6" с.ш., 40°03'7" в.д., глубина моря 1420 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 15—25 см.

ИОАН-1741 **3620±140**

Карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 280, координаты: 17°58'8" с.ш., 40°00'8" в.д., глубина моря 1820 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 5—15 см.

ИОАН-1742 **13000±380**

То же. Интервал отбора 65—75 см.

ИОАН-1743 **7540±140**

То же. Интервал отбора 105—115 см.

ИОАН-1744 **13010±360**

То же. Интервал отбора 125—135 см.

ИОАН-1757 **4180±170**

Глинисто-песчанистый карбонатный ил, обогащенный фораминиферами. Станция 324, координаты: 18°07'6" с.ш., 40°01'3" в.д., глубина моря 1583 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10—20 см.

ИОАН-1750 **15210±340**

Горизонт содержит черный сапропелевый прослой. Там же. Интервал отбора 120—130 см.

ИОАН-1751 **14030±360**

Горизонт содержит карбонатные корки, обогащен иглами птеропод. Там же. Интервал отбора 150—160 см.

ИОАН-1758 **15460±320**

Уплотненный ил со скоплениями базальтового стекла, присутствуют редкие карбонатные корки, много птеропод. Там же. Интервал отбора 190—200 см.

ИОАН-1763 **4830±200**

Глинистый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 328, координаты: 18°08'9" с.ш., 39°57'8" в.д., глубина моря 1600 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10—20 см.

ИОАН-1752 **11670±380**

Литифицированные корки, слабо сцементированные глинистым карбонатным илом. Там же. Интервал отбора 50—58 см.

ИОАН-1754 **4780±170**

Глинистый карбонатный ил. Станция 346-А, координаты: 18°08'3" с.ш., 39°58'0" в.д., глубина моря 1450 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1761 **7030±190**

То же. Интервал отбора 67—75 см.

ИОАН-1762 **12920±1240**
То же. Интервал отбора 100—105 см.
ИОАН-1755 **6330±270**
То же. Интервал отбора 140—145 см.
ИОАН-991 **3040±100**
Глинисто-песчанистый карбонатный ил, обогащенный фораминиферами. Станция 374, координаты: 18°02'2″ с.ш., 40'04'1″ в.д., глубина моря 1647 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 10—20 см.
ИОАН-1387 **18660±370**
То же. Интервал отбора 100—105 см.

ОСАДКИ РАССОЛОНОСНЫХ ВПАДИН

ВПАДИНА КЕБРИТ

ИОАН-1401 **9210±270**
Глинистый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 414, координаты: 24°43'2″ с.ш., 36°17'6″ в.д., глубина моря 1500 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—5 см.
ИОАН-1704 **25900±940**
Конгломерат карбонатных гальки и цемента. Там же. Интервал отбора 35—40 см.

ВПАДИНА ГИПСУМ

ИОАН-1398 **2450±380**
Глинистый карбонатный ил, обогащенный птероподами. Станция 413, координаты: 24°40'8″ с.ш., 36°25'1″ в.д., глубина моря 1200 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 15—25 см.
ИОАН-1440 **7010±340**
То же. Интервал отбора 90—100 см.
ИОАН-1462 **20720**
То же. Интервал отбора 200—215 см.

ВПАДИНА ВЕМА

ИОАН-1399 **2030±120**
Глинисто-алевролитовый карбонатный ил. Станция 412, координаты: 23°51'8″ с.ш., 36°30'9″ в.д., глубина моря 1600 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 15—30 см.
ИОАН-1458 **27000±730**
То же. Интервал отбора 150—155 см.
ИОАН-1459 **28920±920**
То же. Горизонт содержит карбонатные корки. Там же. Интервал отбора 285—290 см.
ИОАН-1461 **40040**
Горизонт обогащен кокколитами. Там же. Интервал отбора 525—530 см.

ВПАДИНА НЕРЕУС

ИОАН—1415 **3500±960**
Глинистый карбонатный птероподово-кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 223, координаты: 23°10'2″ с.ш., 37°15'4″ в.д., глубина моря 2400 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—15 см.
ИОАН-1388 **14080±330**
То же. Интервал отбора 60—70 см.
ИОАН-1424 **9370±320**
То же. Интервал отбора 110—120 см.

ИОАН-1416 **12570±330**
То же. Интервал отбора 190—200 см.
ИОАН-1417 **13730±610**
То же. Интервал отбора 265—275 см.

ВПАДИНА ХАДАРБА

ИОАН-1463 **4540±190**
Глинистый карбонатный ил с примесью фораминифер и кремнево-железистого геля. Станция 410, координаты: 22°27'5" с.ш., 37°46'2" в.д., глубина моря 2204 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.
ИОАН-1706 **11400±240**
То же. Интервал отбора 100—110 см.
ИОАН-1456 **16400±300**
То же. Интервал отбора 210—220 см.
ИОАН-1457 **26260±1190**
То же. Интервал отбора 330—340 см.
ИОАН-1478 **14080±360**
Глинистый карбонатный фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 411, координаты: 22°16'0" с.ш., 37°25'0" в.д., глубина моря 820 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 41—44 см.

ВПАДИНА ТЕТИС

ИОАН-1383 **14510±410**
Алевритовый кремнево-железисто-марганцовистый ил с примесью биогенного карбонатного материала. Станция 224, координаты: 22°47'2" с.ш., 37°34'6" в.д., глубина моря 1801 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—15 см.
ИОАН-1421 **3730±300**
То же. Интервал отбора 290—300 см.
ИОАН-1422 **8840±450**
То же. Интервал отбора 450—460 см.
ИОАН-1423 **12600±310**
То же. Интервал отбора 490—500 см.

ВПАДИНА АТЛАНТИС

ИОАН-1446 **5080±420**
Кремнево-железистый гель с небольшой примесью тонкого карбонатного материала. Станция 383, координаты: 21°23'3" с.ш., 38°03'7" в.д., глубина моря 2085 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 425—442 см.
ИОАН-1705 **5730±160**
Литифицированный карбонатный фораминиферовый песок. Станция 385, координаты: 21°23'2" с.ш., 38°04'2" в.д., глубина моря 2930 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—15 см.
ИОАН-1464 **10400±410**
То же. Интервал отбора 32,5—35,0 см.
ИОАН-1451 **12180±510**
Железисто-кремнистый гель. Станция 387, координаты: 21°23'3" с.ш., 38'05'2" в.д., глубина моря 2100 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 600—610 см.
ИОАН-1764 **6480±240**
Пелитово-алевритовый карбонатный ил. Станция 406, координаты: 21°22'9" с.ш., 38°04'3" в.д., глубина моря 1900 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 15—25 см.

ИОАН-1756 **13510±280**
То же. Горизонт, обогащенный плотными карбонатными корками. Интервал отбора 55—60 см.

ВПАДИНА ЧЕЙН

ИОАН-992 **910±100**
Пелитово-алевритовый карбонатный птероподово-кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 225, координаты: 21°18'4" с.ш., 38°05'9" в.д., глубина моря 1920 м. Орудие отбора — дночерпатель. Интервал отбора 0—5 см.

ИОАН-993 **1850±100**
То же. Интервал отбора 5—11 см.

ИОАН-994 **3760±100**
То же. Интервал отбора 11—15 см.

ИОАН-995 **2940±100**
То же. Интервал отбора 15—18 см.

ВПАДИНА ДИСКАВЕРИ

ИОАН-1386 **13640±420**
Глинистый карбонатный фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 391, координаты: 21°17'2" с.ш., 38°04'8" в.д. глубина моря 2030 м. Орудие отбора — дночерпатель. Интервал отбора — 0—5 см.

ИОАН-1703 **13850±320**
Арагонитовые корки с многочисленными иглами птеропод. Там же. Интервал отбора 5—8 см.

ИОАН-1395 **11420±670**
Глинистый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил с рассеянными глобулами кремнево-железистого геля и сгустками красных гидроокислов железа. Станция 398, координаты: 21°17'0" с.ш., 38°03'2" в.д., глубина моря 2220 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1396 **11130±380**
То же. Интервал отбора 115—125 см.

ИОАН-1438 **10870±510**
То же. Интервал отбора 225—235 см.

ИОАН-1439 **11530±280**
То же. Интервал отбора 325—335 см.

ИОАН-1440 **11250±350**
То же. Интервал отбора 425—435 см.

ИОАН-1441 **7950±630**
То же. Интервал отбора 500—510 см.

ИОАН-1442 **10020±360**
То же. Интервал отбора 585—595 см.

ВПАДИНА ВАЛЬДИВИЯ

ИОАН-1377 **10120±230**
Глинистый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 408, координаты: 21°20'9" с.ш., 37°57'0" в.д.,глубина моря 1595 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1378 **13870±430**
То же. Интервал отбора 105—110 см.

ИОАН-1420 **19300±360**
То же. Интервал отбора 230—240 см.

ИОАН-1454 **25940±820**
То же. Интервал отбора 330—335 см.

ИОАН-1455 **37520**
То же. Интервал отбора 390—400 см.

ВПАДИНА АЛЬБАТРОС

ИОАН-1700 **7060±260**
Глинисто-алевритовый карбонатный ил. Станция 402, координаты: 21°11'5" с.ш., 38°07'6" в.д., глубина моря 2095 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1397 **13250±660**
То же. Интервал отбора 135—145 см.

ИОАН-1453 **26960±1150**
То же. Интервал отбора 345—350 см.

ВПАДИНА ШАГАРА

ИОАН-1380 **3310±160**
Глинистый карбонатный птероподово-фораминиферово-кокколитовый ил с примесью терригенного материала. Станция 400, координаты: 21°06'0" с.ш., 38°04'7" в.д., глубина моря 2430 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1381 **8100±280**
То же. Интервал отбора 135—140 см.

ИОАН-1447 **17360±340**
То же. Интервал отбора 240—245 см.

ИОАН-1448 **23690±750**
То же. Интервал отбора 345—355 см.

ИОАН-1672 **12410**
То же. Большое количество птеропод. Интервал отбора 374—376 см.

ИОАН-1449 **27570±770**
То же. Интервал отбора 425—435 см.

ИОАН-1450 **29400±1470**
То же. Интервал отбора 520—530 см.

ВПАДИНА ЭРБА

ИОАН-1385 **3740±160**
Глинистый карбонатный ил. Станция 399, координаты: 20°44'1" с.ш., 38°10'7" в.д., глубина моря 2360 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1443 **34250±1620**
То же. Интервал отбора 265—275 см.

ИОАН-1444 **28120±970**
То же. Интервал отбора 375—380 см.

ИОАН-1445 **23360**
То же. Интервал отбора 470—475 см.

ВПАДИНА ПОРТ-СУДАН

ИОАН-1452 **22310±450**
Глинистый карбонатный кокколитовый ил с небольшой примесью алевритовых зерен кварца. Станция 365, координаты: 20°04'4" с.ш., 38°31'4" в.д. глубина моря 2886 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.

ИОАН-1433 **36950±2540**
То же. Интервал отбора 25—30 см.

ИОАН-1702 **29200±1690**
То же. Интервал отбора 40—45 см.

ИОАН-1393 **5930±290**
Глинистый карбонатный птероподово-кокколитовый ил. Станция 366, координаты: 20°04'4" с.ш., 38°31'4" в.д., глубина моря 2686 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.
ИОАН-1394 **16670±540**
То же. Интервал отбора 145—150 см.
ИОАН-1434 **11910±450**
То же. Интервал отбора 237—247 см.
ИОАН-1435 **20990±580**
То же. Интервал отбора 275—285 см.
ИОАН-1384 **9440±190**
Глинистый карбонатный фораминиферово-птероподовый ил. Станция 368, координаты: 20°04'2" с.ш., 38°30'2" в.д., глубина моря 2906 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 130—140 см.
ИОАН-1436 **17930±940**
То же. Интервал отбора 295—305 см.
ИОАН-1437 **24400±1280**
То же. Интервал отбора 430—440 см.

ВПАДИНА СУАКИН

ИОАН-1379 **4530±290**
Глинистый карбонатный кокколитово-птероподовый ил. Станция 361, координаты: 19°40'7" с.ш., 38°46'9" в.д., глубина моря 2900 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 5—20 см.
ИОАН-1409 **3700±210**
То же. Интервал отбора 25—35 см.
ИОАН-1382 **7460±200**
То же. Интервал отбора 115—125 см.
ИОАН-1425 **14020±1180**
То же. Интервал отбора 200—210 см.
ИОАН-1426 **13710±630**
То же. Интервал отбора 300—310 см.
ИОАН-1410 **33330±1960**
То же. Интервал отбора 390—400 см.
ИОАН-1427 **17430±460**
То же. Интервал отбора 405—415 см.
ИОАН-1701 **2620±270**
Глинистый карбонатный кокколитово-птероподовый ил с примесью железистого геля. Станция 362, координаты: 19°30'4"с.ш., 38°48'0" в.д., глубина моря 2826 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—15 см.
ИОАН-1390 **3380±370**
То же. Интервал отбора 138—148 см.
ИОАН-1428 **15420±630**
То же. Интервал отбора 247—257 см.
ИОАН-1479 **6920±140**
Глинистый карбонатный кокколитовый ил с примесью геля. Станция 363, координаты: 19°36'1"с.ш., 38°45'8" в.д., глубина моря 2910 м. Орудие отбора прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—15 см.
ИОАН-1481 **4690±250**
То же. Интервал отбора 140—150 см.
ИОАН-1482 **6220±150**
То же. Интервал отбора 245—255 см.
ИОАН-1483 **5860±200**
То же. Интервал отбора 350—360 см.

ИОАН-1480 **11380±310**
То же. Интервал отбора 430—440 см.
ИОАН-1493 **3360±350**
Глинистый карбонатный фораминиферово-птероподово-кокколитовый ил. Станция 364, координаты: 19°36'8" с.ш., 38°43'6" в.д., глубина моря 2910 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка. Интервал отбора 0—10 см.
ИОАН-1391 **2440±280**
То же. Интервал отбора 10—20 см.
ИОАН-1392 **6600±160**
То же. Интервал отбора 120—125 см.
ИОАН-1765 **10520±260**
То же. Интервал отбора 230—240 см.
ИОАН-1429 **10120±480**
То же. Интервал отбора 245—255 см.
ИОАН-1430 **9280±700**
То же. Интервал отбора 330—340 см.
ИОАН-1431 **9370±710**
То же. Интервал отбора 400—410 см.
ИОАН-1766 **12540±540**
То же. Интервал отбора 465—475 см.
ИОАН-1432 **10690±580**
То же. Интервал отбора 490—500 см.

ЛИТИФИЦИРОВАННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ КОРКИ, ПОДНЯТЫЕ ПРИ ДРАГИРОВАНИИ И С ГЛУБОКОВОДНОГО АППАРАТА "ПАЙСИС"

НИЖНЯЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТУПЕНЬ

ИОАН-1354 **20700±300**
Тонкокристаллический окремнелый известняк. Станция 230, НИС "Штокман" (3-й рейс). Орудие отбора — драга. Начало драгирования: 17°59'2" с.ш., 39°59'8" в.д., глубина моря 1367 м; конец драгирования: 17°59'5" с.ш., 39°59'6" в.д., глубина моря 1168 м.
ИОАН-979 **8320±150**
Рыхлый известняк, сцементированный снаружи гидроокислами железа. Станция 308030, НИС "Академик Курчатов" (30-й рейс). Орудие отбора — трал "Сигсби". Начало траления: 18°04'6" с.ш., 40°14'8" в.д., глубина моря 1320; — конец траления: 18°04'6" с.ш., 40°15'6" в.д., глубина моря 1300 м.
ИОАН-1358 **15230±240**
Тонкослоистый известняк. Там же.

ОСЕВАЯ ЗОНА

ИОАН-974 **7900±130**
Тонкослоистый известняк, частично перекристаллизованный, поверхность пропитана гидроокислами железа. Станция 232, НИС "Профессор Штокман". Орудие отбора — драга. Начало драгирования: 18°01'06" с.ш., 40°02'6" в.д., глубина моря 1553 м; конец драгирования: 18°01'15" с.ш., 40°02'5" в.д., глубина моря 1490 м.
ИОАН-1365 **16910±300**
Арагонитовые корки, псевдотонкослоистые, серовато-желтого цвета. Станция 291, НИС "Профессор Штокман" (3-й рейс). Орудие отбора — драга. Начало драгирования: 18°11'35" с.ш., 39°58'00" в.д., глубина моря 1700 м; конец драгирования — там же, глубина моря 1600 м.
ИОАН-975 **3550±100**
Древообразное тело базальта с коркой известняка, нижняя часть которого более рыхлая, пористая. Станция 319-1, НИС "Профессор Штокман" (3-й рейс).

Орудие отбора — драга. Начало драгирования: 18°09'15" с.ш., 39°58'75" в.д., глубина моря 1550 м; конец драгирования — там же, глубина моря 1470 м.

ИОАН-1356 **5080±120**

Омарганцованный органогенно-обломочный известняк. Там же.

ИОАН-976 **9410±180**

Покрытые марганцем обломки неправильнослоистых известняков розовато и красновато-коричневого цвета. Станция 331, НИС "Профессор Штокман" (3-й рейс). Орудие отбора — драга. Начало драгирования: 18°11'15" с.ш., 39'58'32" в.д., глубина моря 1500 м; конец драгирования — там же.

ИОАН-977 **12310±170**

Глыбы тонкослоистого известняка, покрытые марганцевой коркой. Станция 350, НИС "Профессор Штокман" (3-й рейс). Орудие отбора — драга. Начало драгирования: 18°11'20" с.ш., 40°00'32" в.д., глубина моря 1600 м; конец драгирования: 18'11'35" с.ш., 40°00'7" в.д., глубина моря 1180 м.

ИОАН-1357 **15920±380**

Карбонатная корка, сложенная абиогенным арагонитом и обогащенная аморфным кремнеземом. Там же.

ИОАН-983 **3210±170**

Корка стекловатого базальта. Орудие отбора — глубоководный аппарат "Пайсис". Спуск 53, координаты: 17°56'51" с.ш., 40°05'04" в.д., глубина моря 1550 м.

ИОАН-980 **12610±210**

Тонкослоистый известняк на склоне холма. Орудие отбора — глубоководный аппарат "Пайсис". Спуск 56, координаты: 17°59'68" с.ш., 40°06'61" в.д., глубина моря 1600 м.

ИОАН-1360 **3320±100**

Известняк на базальте. Орудие отбора — глубоководный аппарат "Пайсис", спуск 60, координаты: 17°56'76" с.ш., 40°04'57" в.д., глубина моря 1390 м.

ИОАН-1361 **10710±140**

Тонкослоистый известняк на базальте. Орудие отбора — глубоководный аппарат "Пайсис". Спуск 61, координаты: 17°56'78" с.ш., 40°05'51" в.д., глубина моря 1510 м.

ИОАН-981 **18840±140**

Тонкослоистый известняк на базальте. Орудие отбора — глубоководный аппарат "Пайсис", спуск 66, координаты: 17°58'95" с.ш., 40°03'73" в.д., глубина моря 1500 м.

ИОАН-1920 **17260±540**

Карбонатные корки на базальтах. Орудие отбора — глубоководный аппарат "Пайсис". Спуск 72, координаты: 17°56'00" с.ш., 39°56'6" в.д., глубина моря 1630 м.

ВПАДИНА АТЛАНТИС

ИОАН-1359 **2980±110**

Обломки пористых кавернозных красновато-серых известняков, внизу желтых, рыхлых. Станция 3177, НИС "Академик Курчатов". Орудие отбора — трал "Сигсби", начало траления: 21°19'5" с.ш., 38°05'92" в.д., глубина моря 1880 м; конец траления: 21°19'5" с.ш., 38°08'02" в.д., глубина моря 1320 м.

ВПАДИНА ЧЕЙН

ИОАН-973 **7060±120**

Скопление угловатых обломков размером 0,5—15,0 см, представленных мергелями, ожелезненными брекчиями, известково-железистыми плитками. Станция 225, НИС "Профессор Штокман" (3-й рейс), координаты: 21°18'4" с.ш., 38°05'9" в.д., глубина моря 1920 м. Орудие отбора — дночерпатель. Интервал отбора 11—18 см.

ИОАН-1708 **8170±140**

Типичные карбонатные корки, пропитанные гидроокислами железа и марганца. Станция 404, НИС "Профессор Штокман", координаты: 21°17'3" с.ш., 38°95'0" в.д., глубина моря 2050 м. Орудие отбора — прямоточная ударная трубка.

ВПАДИНА ВАЛЬДИВИЯ

ИОАН-982 **3290±100**

Слабосцементированный глинистый карбонатный осадок светло-коричневого цвета, покрытый пленкой гидроокислов марганца. Орудие отбора — глубководный аппарат "Пайсис". Спуск 78, координаты: 21°20'93" с.ш., 37°58'28" в.д., глубина моря 1410 м.

ИОАН-1363 **15260**

Желтовато-белый известняк с бурыми пятнами гидроокислов железа, содержит примесь терригенного материала и глины, возможно, доломитизирован. Там же.

Результаты датирования вскрывают основные закономерности накопления осадков в Красном море в голоцене и позднем вюрме. На динамику накопления осадков решающее влияние оказывает сложный расчлененный рельеф и повышенная сейсмическая активность. Эти факторы обусловливают широкое развитие оползневых процессов и большие толщи переотложенных осадков. Скорости накопления осадков в позднем вюрме в 2—3 раза выше современных. Датирование литифицированных карбонатных корок на базальтах позволяет выявить циклическую активность вулканической деятельности в Красноморском рифте.

СОДЕРЖАНИЕ

В.И. Коноплева, В.Э. Мурзаева, А.М. Сокольский. Четвертичные отложения Европы и их зональные особенности 5
А.Е. Додонов. Вопросы региональной и межрегиональной корреляции верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана 18
Х.А. Арсланов, Н.В. Локшин, А.В. Мамедов, Б.Д. Алескеров, С.А. Герасимова, Н.И. Тертычный, Т.В. Тертычная, С.Б. Чернов. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродного и ураново-иониевого методов) 28
А.Н. Симонов, А.Н. Степанов. Основные черты строения нижне- и среднеплейстоценовых погребенных долин южной части Печорской низменности 39
И.И. Бурмистрова. Глубинная палеоциркуляция вод в юго-западной части Атлантического океана в плейстоцене и ее отражение в бентосных сообществах фораминифер 50
А.К. Агаджанян, Н.И. Глушанкова. Палеогеография плиоцен—плейстоцена Верхнего Дона (по материалам изучения разреза Коротояк) 62
М.В. Сотникова. Ассоциация мелкий волк — ксеноцион в позднем эоплейстоцене — раннем плейстоцене Центральной Азии 78
Г.В. Холмовой. О влиянии на строение аллювия различных стадий перигляциального режима 90
А.А. Величко. О региональной палеоэкологии эпохи неандертальцев 101

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Л.Е. Штеренберг, Б.И. Воронин, С.С. Степанов. Частично окисленный самородный аллюминий в осадках северо-востока Тихого океана 110
В.Н. Станков, Ю.В. Свеженцев. Хронология и периодизация позднего палеолита и мезолита Северного Причерноморья 116
Е.Ю. Медникова, М.Ф. Загрянская, Е.Ю. Котова, С.И. Царькова. Применение почвенных анализов при исследовании археологических памятников Кольского полуострова 120
Л.Н. Савина, А.П. Зубарев, В.Л. Кошкарова, Л.В. Карпенко, Э.В. Стариков, В.А. Жидовленко. Стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника южной части Енисейского кряжа 124
С.В. Васильев. Погребенные торфяники поймы Средней Оби 131
Ирина Константиновна Иванова (1906—1987). Некролог 137

ПРИЛОЖЕНИЕ

В.С. Векслер, Э.И. Преде. Радиоуглеродные датировки, выполненные в лаборатории аналитических исследований морских грунтов ВМНПО "Союзморинжгеология". Сообщение VI 139
В.В. Костюкевич, О.В. Днепровская. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения СО АН СССР. Сообщение IX 143
В.М. Купцов, А.М. Палкина. Радиоуглеродные датировки Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Сообщение VIII 146

CONTENS

V.I. Konopliova, V.E. Murzayeva, A.M. Sokolsky. Quaternary deposits of Europe and their zonal peculiarities 5
A.E. Dodonov. Intra- and interregional correlation of Upper Pliocene-Quaternary deposits of Southern Tajikistan 18
K.A. Arslanov, N.V. Lokshin, A.V. Mamedov, B.D. Aleskerov, S.A. Gerasimova, N.I. Tertychny, T.V. Tertychnaya, C.B. Chernov. On the age of Chazarian, Chvalynian and Novocaspian deposits of the Caspian Sea (on Radiocarbon- and U-Io-methods) 28
A.N. Simonov, A.M. Stepanov. General structure of Lower and Middle Pleistocene burial valleys in the south of Pechora lowland 39
I.I. Burmistrova. The Pleistocene deep-water circulation in south-west of the Atlantic and its effect in benthic foraminiferal associations 50
A.K. Agadjanian, N.I. Glushankova. The Pliocene-Pleistocene palaeogeography of the Don river head, Korotojak section 62
M.V. Sotnikova. Association of small wolf — Xenocyon in the Upper Eopleistocene — Lower Pleistocene of Central Asia 78
G.V. Holmovoy. The influence of periglacial regime on alluvial structures 90
A.A. Velichko. On regional palaeoecology of Neanderthal age 101

SCIENTIFIC NEWS AND SHORT COMMUNICATIONS

L.Y. Shterenberg, B.I. Voronin, S.S. Stepanov. The partly oxidized native aluminium on deposits of the northeast Pacific 110
V.N. Stanko, Yu.S. Svezhentsev. Chronology and periodization of Late Palaeolithic and Mesolithic of Northern Prichernomorye 116
Y.Y. Mednikova, M.F. Zagryanskaya, Y.Y. Cotova, S.I. Tsarkova. Application of soil analyses to the researches of archaeological records of the Kola Peninsula 120
L.N. Savina, A.P. Zubarev, V.L. Koshkarova, L.V. Karpenko, E.V. Starikov, V.A. Zhidovlenko. The standard sporo-pollen diagram of Holocene peat of southern Yenisey mountain-ridge 124
S.V. Vasilyev. Buried peats of the middle Ob river flood plain 131
Irina Konstantinovna Ivanova (1906—1987). Obituary notice 137

APPENDIX

V.S. Veksler, E.I.Prede. Radiocarbon datings carried out in Analytic laboratory of marine grounds, VMNPO "Soyuzmorinzhgeologia". Rep. VI 139
V.V. Kostyukevich, O.V. Dneprovskaya. Radiocarbon datings obtained in Laboratory of geochemistry of permafrost of the Institute of Permafrost SO Acad. Sci. USSR. Rep. IX 143
V.M. Kuptsov, A.M. Palkina. Radiocarbon datings obtained in the Institute of oceanology Acad. Sci. USSR. Rep. VIII 146

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
N 57

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства *А.А. Фролова.* Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технические редакторы *М.К. Серегина, О.В. Аредова.* Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 37206

Подписано к печати 20.04.88. Т — 00101. Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0+0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 13,7. Уч.-изд.л. 14,9
Тираж 600 экз. Тип.зак. 233. Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 руб.